

THÈSE

PRÉSENTÉE

DEVANT L'UNIVERSITÉ CLAUDE BERNARD
DE LYON

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Philippe ARTRU

Ingénieur-Géologue E.N.S.P.M.

Ingénieur au Centre de Recherches de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine

LES TERRES NOIRES DU BASSIN RHODANIEN (BAJOCIEN SUPÉRIEUR A OXFORDIEN MOYEN)

STRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE, GÉOCHIMIE

Soutenue le 10 Mars 1972 devant la Commission d'Examen

Jury :

MM. J. FLANDRIN

Président

M. CHENEVOY

J. DEBELMAS

G. DUNOYER DE SEGONZAC

B. KUBLER

THÈSE

PRÉSENTÉE

DEVANT L'UNIVERSITÉ CLAUDE BERNARD
DE LYON

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Philippe ARTRU

Ingénieur-Géologue E.N.S.P.M.

Ingénieur au Centre de Recherches de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine

LES TERRES NOIRES DU BASSIN RHODANIEN (BAJOCIEN SUPÉRIEUR A OXFORDIEN MOYEN)

STRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE, GÉOCHIMIE

Soutenue le 10 Mars 1972 devant la Commission d'Examen

Jury :

MM. J. FLANDRIN

Président

M. CHENEVOY

J. DEBELMAS

G. DUNOYER DE SEGONZAC

B. KUBLER

Président : M. le Professeur J. BOIDIN

1er Vice-Président : M. R. TOURAINE, Maître de Conférence agrégé.

2ème Vice-Président : M. P. PONCENT, Maître-Assistant.

3ème Vice-Président : M. D. SETTELEN, Etudiant.

UNITES D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE

UNITES

DIRECTEURS

U.E.R. médicale Grange-Blanche

M. le Professeur D. GERMAIN

U.E.R. médicale Alexis-Carrel

M. le Professeur C. GIROD

U.E.R. médicale Lyon-Nord

M. le Professeur A. BERTOYE

U.E.R. médicale Lyon-Sud-Ouest

M. le Professeur L. TOLOT

U.E.R. des Sciences pharmaceutiques

M. M. CARRAZ, Maître de Conférence agrégé

U.E.R. des Techniques de Réadaptation

M. le Professeur P. MOUNIER-KUHN

U.E.R. de Biologie humaine

M. J. C. CZYBA, Maître de Conférence agrégé

U.E.R. d'Education Physique et Sportive

M. J. SAPIN, Professeur E. P. S.

U.E.R. des Sciences Odontologiques

M. R. VINCENT

U.E.R. de Mathématiques

M. le Doyen J. BRACONNIER

U.E.R. de Physique

M. le Professeur M. DUFAY

U.E.R. de Chimie et Biochimie

M. le Professeur D. GAUTHERON

U.E.R. des Sciences de la Nature

M. le Professeur L. DAVID

U.E.R. de Biodynamique et Psychopédagogie

M. le Professeur R. FONTANGES

U.E.R. de Physique nucléaire

M. le Professeur A. SARAZIN

U.E.R. de Mécanique

M. le Professeur J. MATHIEU

Observatoire

M. le Professeur J. H. BIGAY

Institut Universitaire de Technologie 1

M. le Professeur B. POUYET

Institut Universitaire de Technologie 2

M. J. GALLET

Secrétaire Général : M. P. IZAUTE.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41552607_0001

Il y a quelques années, nous entendions couramment parler de la difficulté de trouver des sujets de recherche originaux dans la zone externe des Alpes Françaises. C'est le mérite de Monsieur le Professeur J.FLANDRIN d'avoir compris les possibilités offertes par les nouvelles méthodes d'étude des roches sédimentaires mises au point, en France, principalement par le laboratoire de Monsieur le Professeur G.MILLOT et les Centres de Recherches de certaines Sociétés pétrolières. Grâce à ces méthodes qui permettent d'obtenir des résultats minéralogiques et chimiques à la fois nombreux et précis, il devenait en effet possible d'aborder l'étude des grandes formations argileuses des Alpes françaises qui avaient découragé des générations de géologues. C'est avec enthousiasme que j'ai accepté le sujet que me proposait Monsieur le Professeur J.FLANDRIN. L'aspect rébarbatif des Terres Noires et les difficultés prévisibles de leur étude me paraissaient constituer la promesse de découvertes scientifiques originales. Cette étude représente sept années de travail en laboratoire, avec l'aide des moyens les plus modernes dont l'on puisse disposer à l'heure actuelle et des mois de travail sur le terrain. Elle a permis d'obtenir des résultats nouveaux qui confirment que cette voie était la bonne. Avec des méthodes affinées et rendues plus pénétrantes pour avoir subi le feu des réalités, un champ nouveau est ouvert à ceux qui savent que la Géologie, même dans les régions où elle s'est le plus développée, reste une science jeune et pleine d'avenir.

Mais ces résultats, je les dois à ceux qui m'ont formé en même temps qu'à tous ceux qui, au hasard des rencontres professionnelles, m'ont enrichi de leur expérience et souvent de leur amitié. Au cours de mes années d'études universitaires, j'ai contracté une dette de reconnaissance envers mes premiers Maîtres, Messieurs les Professeurs H.GAUTHIER, L.DAVID, M.CHENEVOY et J.FLANDRIN.

Qu'il me soit permis ici de dire tout ce que je dois à l'enseignement scientifique et à l'exemple humain du Professeur J.FLANDRIN. Toute une génération de géologues, aujourd'hui dispersée dans l'Université et l'Industrie a reconnu en lui un Maître capable de concilier le désintéressement de la science fondamentale et le souci des applications pratiques.

Je garde aussi un excellent souvenir de ma trop brève année d'étude à l'Institut de Géologie alpine de Grenoble avec Messieurs les professeurs L.MORET et J.DEBELMAS, aux conseils desquels j'ai eu plusieurs fois recours par la suite.

Plus tard, à l'Ecole Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs, j'ai bénéficié de l'enseignement de Madame et Messieurs les Professeurs Y.GUBLER et J.GUILLEMOT qui m'ont souvent fait partager leur profonde expérience de la géologie alpine.

Monsieur l'Abbé R.MOUTERDE de la Faculté catholique de Lyon m'a guidé à plusieurs reprises dans le secteur des écaillés de Digne qu'il connaît si bien.

Au cours des années que j'ai passées comme Assistant au Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de Lyon, j'ai rencontré des collègues auprès desquels j'ai beaucoup appris : Messieurs M.GAY, M.MOULLADE et B.PORTHULT, du Laboratoire de géologie appliquée et Messieurs S.ELMI, R.ENAY et Ch.MANGOLD qui ont bien voulu déterminer de nombreux fossiles m'aidant ainsi à mettre en place le cadre stratigraphique de mon étude.

Grâce à Messieurs les Professeurs G.MILLOT et J.LUCAS, j'ai pu effectuer un stage à la Faculté des Sciences de Strasbourg, qui a constitué le début d'une longue collaboration avec une équipe qui a tant fait pour le développement de l'étude des argiles. Monsieur G.DUNOYER de SEGONZAC, en particulier, a bien voulu m'associer à ses recherches sur la diagenèse qu'il vient de synthétiser dans un travail de thèse magistral.

Dans l'extraordinaire forum scientifique que constitue le Groupe Géologie du Centre de Recherches de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine de Pau, que dirige Monsieur G.KULBICKI, j'ai apprécié le travail en équipe et le heurt parfois incommode mais toujours enrichissant de personnalités aux formations si différentes. Je dois beaucoup au solide groupe de géochimistes qui me reçut en 1967 et, en particulier à Messieurs J.ESQUEVIN, J.GAUTHIER, B.KUBLER, J.L.RUMEAU, J.SAHORES, C.SOURISSE, J.STEVAUX, et, B.VAN DER WEIDE.

Je garde aussi un excellent souvenir des nombreux autres chercheurs du Centres de Recherches avec qui j'ai collaboré pour des études pétrolières et minières : Madame J.AUBERT, Messieurs L.BUBENICEK, J.CONNAN, M.CORREIA, F.COUMES, K.LE TRAN, H.OERTLI, G.PENIGUEL, P.SAUVAN.

Les nombreux contacts que j'ai pu avoir avec des scientifiques français et étrangers ont élargi mon expérience géologique et particulièrement ceux qui se sont établis avec Monsieur le Professeur F. LEUTWEIN et le Docteur D.W. SPENCER, de WOODS HOLE. Je dois citer aussi les noms de Messieurs J.L. PAIRIS, de la Faculté des Sciences de Grenoble, et B. PRESTAT, de la Société ELF-ERAP, qui m'ont, tous deux, fait bénéficier de leur expérience personnelle sur les Terres Noires. Messieurs J. FERRERO, A. COMBAZ et A. GIRAUD de la Compagnie Française des Pétroles ont collaboré à la réalisation d'une partie des études sur la diagenèse.

Dans les Départements opérationnels de la S.N.P.A., j'ai rencontré des géologues soucieux de donner à leur action les bases les plus scientifiques. Tous ne peuvent être cités ici, mais je tiens à remercier particulièrement Messieurs P. MICHOU, qui fut Chef du Secteur Sud-Est, et M. ZIMMERMANN, Chef de la base de Suisse. Les responsables de l'exploration de la Tunisie et du Canada, en me confiant études et missions m'ont permis d'élargir mon expérience de géologue en participant à l'exploration de plusieurs bassins nord-africains et canadiens.

Je tiens aussi à remercier la Direction de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, en la personne de Messieurs G. RUTMAN et H. RADIER qui se sont montrés si compréhensifs à l'égard d'un travail qui débordait souvent les préoccupations industrielles.

Enfin je ne veux pas oublier tous ceux, qui dans les laboratoires ou sur le terrain, ont apporté leur contribution à la réalisation matérielle de cette étude : Mesdames R. JOSEPH, S. LAGOUARDE, C. LACLAU, Messieurs R. BERTH-LATRILLE, C. KAESER, E. LABARTHE, R. LAFON, H. LOYER, R. MAGALHAES-GOMEZ, J. MARION, G. POIREL, P. SEHANS, ainsi que le Maire de Montrond (Hautes Alpes), Monsieur G. OUVRIER, qui m'a bien souvent fait bénéficier de sa chaleureuse hospitalité.

- PREMIERE PARTIE -

STRATIGRAPHIE

	<u>Pages</u>
<u>INTRODUCTION</u>	4
<u>CHAPITRE I</u> - LE CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE	5
<u>CHAPITRE II</u> - LES TERRES NOIRES DANS LES ZONES ANTICLINALES DE LARAGNE, SAVOURNON ET ASPREMONT	8
<u>CHAPITRE III</u> - LES TERRES NOIRES ENTRE LA ZONE LARAGNE-ASPREMONT ET LA VALLEE DU RHONE	16
<u>CHAPITRE IV</u> - LES TERRES NOIRES DANS LES MARGES ORIENTALES DU BASSIN DE LARAGNE, LA DORSALE DAUPHINOISE AU BAJOCIEN-BATHONIEN ..	21
<u>CHAPITRE V</u> - LES TERRES NOIRES DU DOME DE REMOLLON (BASSIN DE GAP)...	28
<u>CHAPITRE VI</u> - LE BASSIN D'EMBRUN	31
<u>CHAPITRE VII</u> - APERCU DES VARIATIONS DE FACIES EN DEHORS DE LA ZONE PRINCIPALE D'ETUDE	36
<u>CHAPITRE VIII</u> - SYNTHESE DES DONNEES STRATIGRAPHIQUES	49

INTRODUCTION

Les Terres Noires constituent une formation à dominance argileuse, épaisse de près de 2000 mètres qui fait partie de la série Jurassique du bassin Rhodanien. Ce bassin, qui occupe la plus grande partie du Sud-Est de la France, s'étend entre le Massif Central Français à l'Ouest, les Alpes occidentales Françaises à l'Est, la Provence au Sud et le Jura méridional au Nord. Les Terres Noires affleurent largement dans les chaînes subalpines méridionales dans de grands anticlinaux profondément ouverts par l'érosion torrentielle. Elles affleurent également sur les bordures occidentales et méridionales du bassin, ainsi que dans les Alpes, sous les chevauchements penniques. Cette formation n'avait pas fait l'objet d'études systématiques avant 1950, bien que les travaux de S.GRAS, E.HAUG, V.PAQUIER, CH. et P.LORY et J.GOGUEL aient fourni les grandes lignes de la lithostratigraphie et de la chronostratigraphie.

Les levés géologiques au 1/20.000 entrepris à partir de 1952, allaient permettre, en particulier sous l'impulsion de J.FLANDRIN, le développement de synthèses stratigraphiques et sédimentologiques dont fait partie la présente étude. Les questions essentielles que celle-ci avait pour but de résoudre concernaient l'origine du matériel terrigène des Terres Noires et son mode de mise en place, le cadre paléostруктурал et paléogéographique du dépôt, ainsi que les conditions physico-chimiques ayant prévalu dans le bassin de sédimentation. Il s'y ajouta rapidement le problème de la détermination précise de l'intensité et des causes de la diagenèse ayant affecté les sédiments après leur dépôt.

Le caractère extrêmement monotone et la nature argileuse de cette formation, son épaisseur et l'étendue de la zone à étudier, m'orientèrent naturellement vers l'étude des argiles et vers les méthodes géochimiques. Néanmoins plusieurs campagnes de terrain furent nécessaires, pour s'assurer d'un cadre stratigraphique suffisamment solide avant de passer à l'interprétation des données de laboratoire. Après cette première phase de travaux, il fallut aborder l'étude des nombreux sondages ayant atteint et traversé la formation. Cette étude a pu s'effectuer et être intégrée aux travaux précédents par suite de mon entrée au Centre de Recherches de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine qui a soutenu une activité de recherche pétrolière pendant de longues années dans le bassin rhodanien.

CHAPITRE I

- LE CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE -A - LES GRANDS TRAITS DE LA SERIE JURASSIQUE DU BASSIN RHODANIEN DANS SA PARTIE CENTRALE SUBSIDENTE. (fig. 1)1 - Le Lias :

Le Lias est représenté par deux grands ensembles lithostratigraphiques :

- . un ensemble carbonaté d'âge hettangien à carixien ou domérien. Son épaisseur varie de 400 à 500 m dans les bassins contre 50 à 200 m sur les bordures ;

- . un ensemble argileux qui débute au Domérien et se termine à l'Aalénien. Son épaisseur atteint 1000 m dans les bassins alors qu'il peut être absent ou très réduit sur les zones de bordures.

2 - Le Dogger :

Le Dogger correspond à une reprise de la sédimentation carbonatée qui se termine soit au Bajocien supérieur (bassins), soit au Bathonien ; son épaisseur peut atteindre 1000 m.

3 - Les Terres Noires : (fig.2)

Cette formation essentiellement argileuse peut débiter au Bajocien supérieur (Laragne) ou au Callovien (Le Buis). Elle se termine toujours à l'Oxfordien moyen. Son épaisseur peut dépasser 2000m. C'est évidemment la couleur sombre de cette formation qui affleure largement dans les Hautes Alpes, les Basses Alpes et la Drôme qui est à l'origine de son nom.

4 - Le Malm argilo-carbonaté :

L'ancienne trilogie Argovien-Rauracien-Séquanien correspond le plus souvent à trois formations à dominance carbonatée mais admettant de nombreux bancs marneux. L'âge de cet ensemble est Oxfordien supérieur à Kimméridgien supérieur. Son épaisseur va de 200 à 600 m environ.

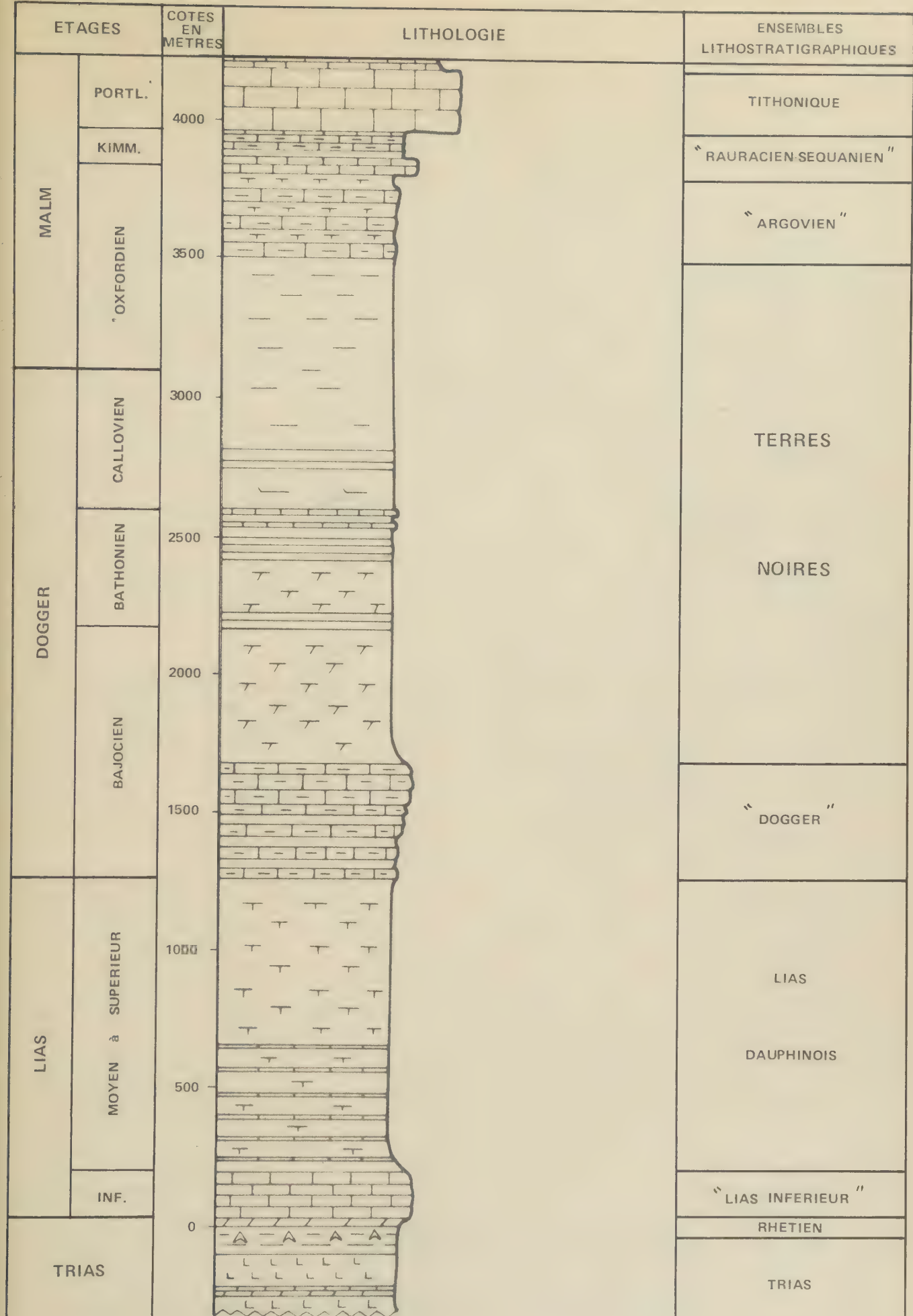


FIG. 1 REPRÉSENTATION SCHEMATIQUE DE LA SÉRIE JURASSIQUE

DANS LA PARTIE CENTRALE DU BASSIN RHODANIEN



Fig. 2 AFFLEUREMENTS DE TERRES NOIRES
DANS LA ZONE PRINCIPALE D'ETUDE

5 - Le Malm carbonaté :

Cette formation calcaire englobe le Portlandien et une partie du Berriasien. Son épaisseur varie de 150 m (Tithonique) à près de 600 m en Provence (faciès péri-récifaux).

6 - Conclusion :

La série sédimentaire jurassique, qui débute d'ailleurs au Rhétien, est ainsi constituée par deux grands ensembles carbonatés encadrant un puissant ensemble argileux que le Dogger, plus ou moins carbonaté, permet de subdiviser en deux : le Lias dauphinois et les Terres Noires.

B - DEFINITION DU FACIES "DAUPHINOIS" DU JURASSIQUE.

Ce faciès caractérise les dépôts jurassiques dans ce qu'il est courant d'appeler le mio-géosynclinal dauphinois. Il s'oppose aux faciès penniques du domaine alpin, à ceux de la principale ride géantyclinale qui se dressait à l'Est et aux faciès de plateforme qui bordaient le bassin au Sud, à l'Est et au Nord-Est.

Pratiquement, le faciès dauphinois se reconnaît par une très grande épaisseur et la prédominance des faciès marneux ou argileux. D'une certaine façon on peut dire que les Terres Noires sont très représentatives de ce faciès. Ceci explique que les interprétations que je présente des variations stratigraphiques et géochimiques des Terres Noires sont applicables, dans une importante mesure, à l'ensemble de la série jurassique. Je soulignerai d'ailleurs au passage, les applications, au Lias et au Dogger, d'une partie de mes conclusions.

C - PLAN DE L'ETUDE.

Il était nécessaire de commencer cette étude par le secteur où les affleurements des Terres Noires sont les plus nombreux et où les coupes sont les plus continues. L'anticlinorium de Laragne et ses satellites de Savournon et Aspremont constituent le meilleur champ d'observation de la formation. Grâce aux travaux cartographiques de M. ORGEVAL, M. ZIMMERMANN, B. PLAUCHUT du Bureau de Recherches de Pétrole et à ceux de P. RICHE, F. RIVIER et J. MICHELET de la Compagnie des Pétroles France-Afrique, j'ai pu disposer, dès le départ, d'une excellente carte au 1 : 20.000. Cela a considérablement facilité la reconnaissance de cette zone clef (chapitre II).

Les grands anticlinaux de Die, Aurel, La Motte-Chalançon, Condorcet et le Buis, permettent également des coupes excellentes, mais qui, à l'exception de celle du Buis, ne descendent pas très bas dans la partie inférieure de la formation. Là aussi, des travaux cartographiques détaillés

ont été exécutés par les géologues du B.R.P. et de la COPEFA, ainsi que par les stagiaires de l'E.N.S.P.M. (*) sous la conduite de J. FLANDRIN. Une fois bien établies les modalités de la stratigraphie et de la sédimentation dans ces grands secteurs, il m'était possible d'envisager l'étude de la bordure complexe de l'anticlinorium de Laragne (Chapitre IV). Le dôme de Remollon, grande structure positive s'ennoyant à l'Est sous les nappes du Grand Morgon, possède une vaste ceinture de Terres Noires, malheureusement assez pauvre en affleurements, en raison d'une pluviosité déjà plus abondante. Il m'a fallu reconstituer la succession lithostratigraphique et effectuer les datations nécessaires (chapitre V). Encore plus interne, et plus complexe, la demi-fenêtre d'Embrun, avait heureusement fait l'objet d'un travail détaillé de J.L. PAIRIS et j'ai pu rapidement passer à l'étude sédimentologique et géochimique des Terres Noires de ce vaste ensemble (chapitre VI).

Les zones précédentes composaient l'essentiel de ma région d'étude. Cependant, il m'est apparu qu'une reconnaissance partielle des régions limitrophes était indispensable pour mieux comprendre les processus de sédimentation propres aux Terres Noires. J'ai donc parcouru la fenêtre de Barcelonnette, ainsi que quelques coupes de la couverture de l'Argentera, en me fiant aux travaux de J.PLAN et C.STURANI, et aux indications de Y. GUBLER. Après une reconnaissance du Trièves et du Grésivaudan, je passais aux Terres Noires reconnues en sondages dans le Couloir Rhodanien et en Provence dans le cadre de mes activités au sein de la S.N.P.A. (chapitre VII).

Le plan que j'ai adopté dans ce mémoire, correspond tout à fait à la démarche qui m'a conduit des coupes de la région de Laragne, d'abord vers les zones internes, puis vers le Couloir Rhodanien et la Provence.

(*) Pour l'ensemble des Terres Noires, les travaux cartographiques ont été exécutés par les stagiaires E.N.S.P.M. (MM. AILLOUD, M.BARREYRE, C.BOIS J.BONNEFOUS, A.CHIARELLI, J.M.GODART, J.HAREMBOURE, L.QUERON, P.MARTY, M.MOULLADE, J.C.RIVIEREAU, E.SAVOYAT, A.VERDIER).

CHAPITRE II

- LES TERRES NOIRES DANS LES ZONES ANTICLINALES DE
LARAGNE, SAVOURNON, et ASPREMONT (fig 3)

Cette succession de culminations structurales, très complexes dans le détail, ferme à l'Est les chaînes subalpines du Diois et des Baronnies. Les Terres Noires y affleurent largement. Elles ont été soigneusement étudiées et cartographiées par les géologues du Bureau de Recherches de Pétrole (M. ORGEVAL, M. ZIMMERMANN et B. PLAUCHUT, 1957) qui ont suivi et daté plusieurs horizons repères, puis par ceux de la Compagnie des Pétroles France - Afrique.

C'est d'ailleurs grâce à l'existence d'un niveau repère fossilifère défini par ces auteurs que j'ai pu diviser la formation en deux membres d'épaisseur sensiblement équivalente. J'ai donné à ce niveau le nom de "niveau repère médian", que j'emploierai dans la suite de l'exposé.

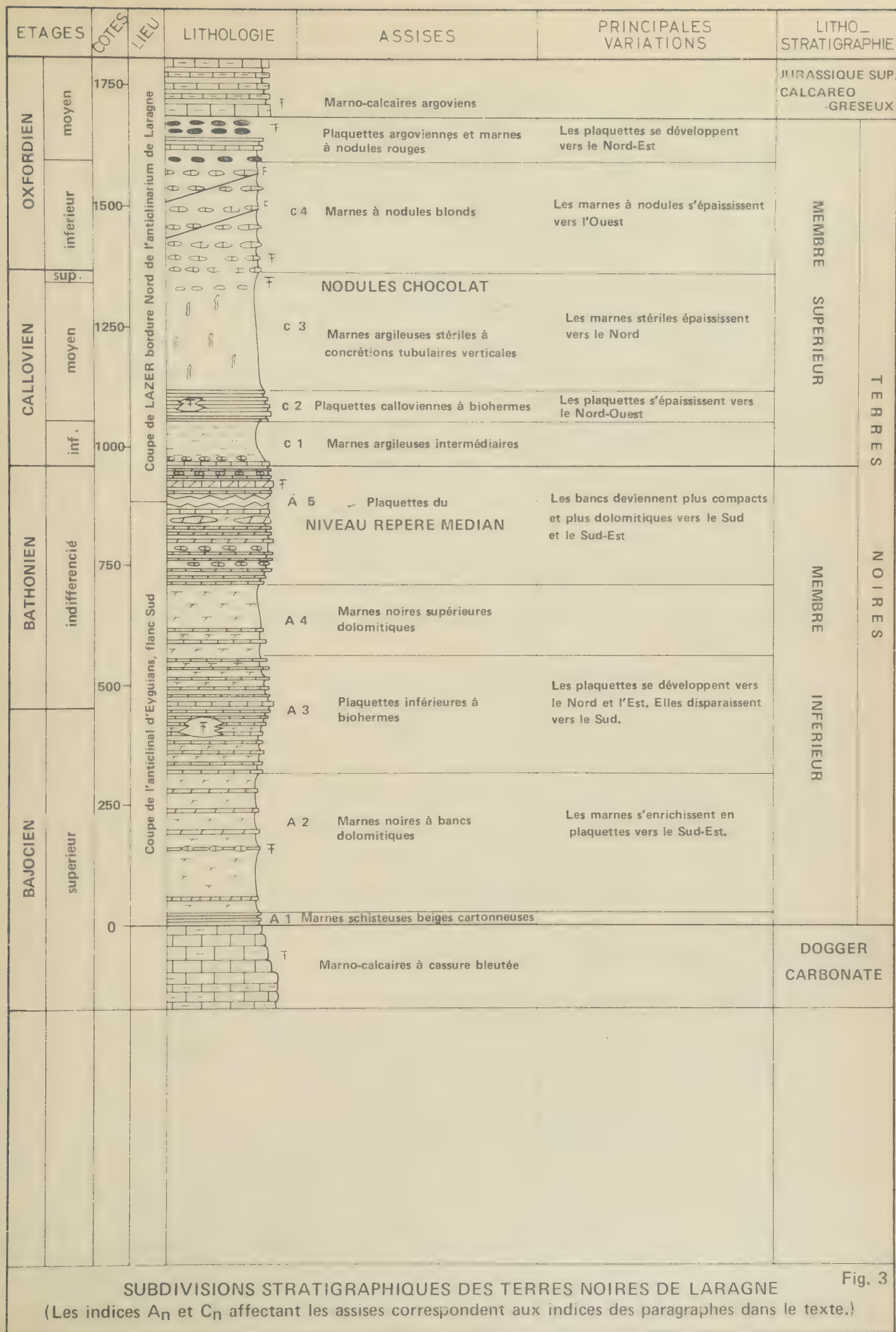
Le flanc nord de l'anticlinorium de Laragne fournit les meilleures coupes, en particulier au Nord de l'anticlinal d'Eyguians, au cœur duquel apparaissent les calcaires marneux du Bajocien. La formation y affleure sans discontinuité et son épaisseur y est pratiquement maximale.

A - LE MEMBRE INFÉRIEUR -

Le Dogger est représenté par des calcaires marneux compacts en bancs de 1 m, roux à l'affleurement et bleutés à la cassure, renfermant d'abondants débris ligneux de petite taille. Un équivalent latéral de ces calcaires a été daté du Bajocien supérieur (zone à PARKINSONI) à Thèze (Hautes-Alpes) par Parkinsonia sp, aff. neuffensis Oppel

Au-dessus vient une épaisse formation marneuse, admettant quelques intercalations de plaquettes décimétriques qui constitue le Membre inférieur des Terres Noires. On relève la succession suivante.

1 - Marnes en plaquettes schisteuses fines, d'allure cartonneuse, beige clair à l'affleurement. Ces marnes renferment à leur base des moules internes pyritisés de Lamellibranches. M. ZIMMERMANN y a récolté Parkinsonia cf. arietis Wetzel (Wetzel p. 190, pl XV, fig. 3 - 8, détermination M. COLLIGNON), du Bajocien supérieur (zone à PARKINSONI).



SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES DES TERRES NOIRES DE LARAGNE
 (Les indices A_n et C_n affectant les assises correspondent aux indices des paragraphes dans le texte.)

2 - Marnes noires à posydonomies comportant quelques plaquettes calcaires décimétriques et quelques bancs dolomitiques à patine ocre.

3 - Assise des plaquettes inférieures formée d'une alternance de plaquettes décimétriques comportant des biohermes à Spongiaires. Cette assise se termine par quelques gros bancs fossilifères d'allure rythmique à moules d'Ammonites écrasés. J'ai récolté, près d'un bioherme, à 30 m sous les gros bancs Partschiceras viator (d'Orb.) du Bajocien supérieur. Près d'un autre bioherme à Spongiaires, dans un niveau paraissant équivalent aux gros bancs d'Eyguians. M.ZIMMERMANN a trouvé à Ventavon (Hautes-Alpes) Nanolytoceras tripartitum assez caractéristique du Bathonien inférieur.

On peut donc considérer que l'ensemble 1, 2, 3 du Membre inférieur appartient au Bajocien supérieur et que les gros bancs qui terminent cet ensemble correspondent approximativement à la limite Bajocien-Bathonien.

4 - Marnes Noires identiques à celles situées sous les plaquettes. Près de Claret ces marnes ont fourni (renseignement M.ZIMMERMANN) Choffatia ybbsensis (Yüssen) de la zone à ASPIDOIDES, du Bathonien moyen du Jura.

5 - Plaquettes du Niveau repère médian :

Une nouvelle alternance à bancs carbonatés d'épaisseur croissante vers le haut, termine le Membre inférieur des Terres Noires. Dans les niveaux de plaquettes on ne trouve que des moules écrasés d'ammonites. Par contre, des niveaux noduleux intercalés ont fourni une faune abondante en divers points de la région de Laragne. J'ai personnellement récolté (dét. Ch.MANGOLD, cf. Ph.ARTRU et al. 1966)

Laragne (Hautes-Alpes) Bullatimorphites bullatus (d'Orb.)

B. nov. sp.

Macrocephalites (Kamptokephalites) intermedius (Jean-net)

Holcophylloceras mediterraneum (Neum)

Ventavon (Hautes-Alpes) Kheraicerias cosmopolita (Par et Bon.)

Bullatimorphites bullatus (d'Orb.)

Neuquenicerias patiniformis sp.

Choffatia cf. furcula (Neum.)

Macrocephalites (M.) cf. chariensis (Waag)

M. (Kamptokephalites) intermedius (Jeannet)

M. (Kamptokephalites) sp.

M. (Dolikephalites) sp.

M.ZIMMERMANN et B.PLAUCHUT avaient récolté une faune très abondante qui, outre les espèces précédentes comprenait (dét. M.COLIGNON) :

Claret (Hautes-Alpes)

Ptychophylloceras flabellatum (Neum.)

Ptychophylloceras saint-oursi (Coll. in litt.)

Phylloceras (Partschiceras) subotusum (Kud)

Bullatimorphites uhlgi (Popov. et Hatz)

Montrond (Hautes-Alpes)

Bullatimorphites uhlgi (Popov. et Hatz)

Mison (Basses-Alpes)

Bullatimorphites bullatus (d'Orb.)

La Motte du Caire (Hautes-Alpes)

Bullatimorphites bullatus

Cette énumération n'avait pour but que de mettre en évidence l'excellent synchronisme du "Niveau repère médian" dans l'ensemble de l'anticlinorium de Laragne. Comme je l'ai déjà souligné (Ph.ARTRU, S.ELMI et Ch.MANCOLD, 1965) : "Le niveau repère médian des Terres Noires de la Drôme, de la région de Laragne et de Valavoire, marque l'extrême base du Callovien (zone à MACROCEPHALUS) et constitue un horizon très constant".

B - LES VARIATIONS LATÉRALES DU MEMBRE INFÉRIEUR DANS LA RÉGION DE LARAGNE -

1 - Au Nord, dans l'anticlinorium d'Aspremont, le Membre inférieur présente des caractéristiques tout à fait comparables à celles de la coupe d'Eyguians.

2 - À l'Ouest, les Terres Noires s'ennoient pour ne réapparaître que dans le cœur de la structure complexe de la Motte-Chalançon. Le Niveau repère médian présente là aussi des caractères très comparables.

3 - Vers le Sud, le Niveau repère médian devient plus dolomitique et plus fin. À Mison où le membre inférieur affleure sur 500 m d'épaisseur, on constate la présence de biohermes à Spongiaires au sein des marnes noires. Il semble que la série de plaquettes qui accompagnaient ces biohermes à Eyguians ait disparue.

4 - Vers l'Est, l'ensemble du Membre inférieur est envahi par des plaquettes calcareo-dolomitiques, en même temps que la série tend à se réduire dans le flanc sud de l'anticlinal des Rochers de Hongrie. La présence du Niveau repère médian permet de vérifier la corrélation au sommet du Membre inférieur. Celle des calcaires marneux du Dogger la confirme pour la base de ce membre, en l'absence de fossiles de valeur stratigraphique au sein du membre lui-même.

Les variations de faciès que j'ai décrites affectent essentiellement les séries de plaquettes calcaréo-détritiques. Ces variations sont liées comme nous le verrons à l'existence de zones moins profondes d'où le matériel bio-détritique gagnait les bassins suivant un schéma sédimentologique sur lequel je reviendrai.

C - LE MEMBRE SUPERIEUR -

Dans la région de Laragne-Aspremont, le Membre supérieur affleure très largement. La meilleure coupe est située sur le versant sud de la montagne de St-Genis (synclinal perché de St Genis) à Lazer.

Cette coupe est séparée de l'anticlinal d'Eyguians par un accident important jalonné de pointements diapyriques. L'amplitude du chevauchement n'est pas telle que l'on ne puisse la grouper avec celle d'Eyguians.

La coupe de Lazer montre, au-dessus des plaquettes du Niveau repère médian, la succession suivante :

1 - Argiles brunes : assise des marnes intermédiaires de Lazer.

2 - "Plaquettes calloviennes", de faciès très comparable à celles du Membre inférieur, qui contiennent elles aussi des biohermes à Spongiaires.

La macrofaune découverte dans cette assise, essentiellement aux environs de biohermes, est composée des espèces suivantes :

Le Bersac (Hautes-Alpes)

Reineckeia sp.

Plan du Bourg (Hautes-Alpes)

Holcophyllocera mediterraneum (Neum.)

Hecticoceras (Orbignyceras) paulowi (Tayt)

Parapeltoceras annulosum (Quenst. in Jeannet)

3 - Une épaisse assise argileuse : "Les marnes stériles" de Lazer, de couleur brune, à débit en paillettes. Ces argiles brunes montrent à leur partie supérieure des lits de nodules légèrement phosphatés dits



"nodules chocolat". Ces lits noduleux ont fourni une faune du Callovien supérieur à Oxfordien inférieur (zone de condensation), déterminée par M. COLLIGNON, qui a été récoltée à Lazer et dans de nombreuses autres coupes par M. ZIMMERMANN et B. PLAUCHUT.

La Bâtie (Hautes-Alpes)

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

Cosmoceras duncani (Sow.)

Peltoceras sp.

Hecticoceras sp.

Cardioceras sp.

Torrent de Chaurane, (Route d'Aspremont au Bersac (Hautes-Alpes)

Perisphinctes cf. subrjasanensis (Petit clerc)

Peltoceras cf. orale (Neum.)

Aspres-s-Buech (Hautes-Alpes)

Peltoceras oppeli (Prieser)

Cote 926 entre Oze et Chabestan (Hautes-Alpes)

Perisphinctidés aff. subgrossouvria

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

Chateau d'Oze

Brightia sueva Bon.

Parawedekindia choffatia (de Lor.)

Parawedekindia arduennensis (d'Orb.)

Zone des Richiers (Aspremont, Hautes-Alpes)

Goliathites goliathus (d'Orb.)

Savournon, immédiatement au-dessus des nodules chocolat (déterm. R. ENAY)

Cardioceras (Scarbugiceras) cf. Scarburgense (Y. et B.)

Parawedikindia cf. bodeni Prieser

Euaspidoceras species

Sublunuloceras sp.

Lunuloceras pseudopunctatum Lah.

Taramelliceras (Proscaphites) episcopalis (de Lor.)

datant de l'Oxfordien basal (sous-zone à Scarburgense)

4 - Les marnes à nodules blonds -

Il s'agit d'une alternance de lits argileux bleu-noir et de lits de nodules blonds se répétant tous les deux ou trois mètres.

Nous verrons plus loin que ces lits noduleux sont un équivalent latéral d'une série de plaquettes qui se développe au Nord-Est de Laragne. Cette assise est datée à sa base du Callovien supérieur-Oxfordien inférieur (cf. § précédent). A sa partie supérieure d'autres lits noduleux ont livré des faunes de l'Oxfordien moyen. A la partie supérieure de l'assise, on note la présence de quelques bancs décimétriques d'allure détritique. Ce sont les derniers représentants des "plaquettes de l'Argovien" qui se développent dans les zones plus internes.

Les Terres Noires se terminent de façon brutale avec l'apparition des gros bancs calcaréo-marneux de l'Argovien des auteurs (Oxfordien moyen).

Il n'y a pas de discordance visible et pas de traces d'émersion à la partie supérieure des Terres Noires.

Une abondante macrofaune a été récoltée, caractérisant l'Oxfordien inférieur.

4a . Base de l'assise à nodules.

Premier niveau fossilifère à partir de la base.

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

Lunuloceras sp.

Perisphinctes sp.

Deuxième niveau (à 20 m au-dessus, coupe de Lazer) :

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

Hecticoceras suevum (Bon.)

Quenstedticeras henrici (R. Douv.)

Quenstedticeras lamberti (Sow.)

Peltoceras (Wedekindia) constantini (d'Orb.)

Peltoceras athletoïdes (Lah.)

Parapeltoceras annulare (Rein)

Parawedekindia arduennensis (d'Orb.)

Lytoceras sp. cf. orbigni (de Lor.)

Perisphinctes aff. patturatensis (de Lor.)

4b . Sommet de l'assise à nodules (lits noduleux verts), Oxfordien moyen ?

Laragne

Sowerbyceras sp. ind.

Cardioceras praecordatum (R. Douv.)

Aspidoceras juv. cf. babeau (d'Orb.)

Perisphinctes (Grossouvreia) noetlingi (de Lor.)

St-Pierre d'Argençon (F. RIVIER, 1958) à 100 m sous les marnes calcaires (base des plaquettes "argoviennes").

Holcophyllocera zignoi

Perisphinctes orbigny

caractéristiques de l'Oxfordien moyen.

Région d'Oze (X = 875,70 - Y = 850,30 feuille Gap n°5)

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

Perisphinctes aff. sorlinensis (de Lor.)

5 - Série marno-calcaire surmontant les Terres Noires -

Cette série, parfois très épaisse, a livré à Savournon (Hautes-Alpes), immédiatement au-dessus des Terres Noires, la faune suivante :

Perisphinctes sp. aff. orientalis (Siem)

Ochetoceras hispidum (Opp.)

Perisphinctes birmensdorfensis (Moesch.)

Perisphinctes gr. falculae (Ronch.)

Perisphinctes sp. ind. gr. chloroolithicus (Gumbel)

de l'Oxfordien moyen.

D - VARIATIONS DE FACIES DU MEMBRE SUPERIEUR DANS LA REGION DE LARAGNE -

1 - Vers le Nord, le faciès ne change pratiquement pas. On constate seulement un certain épaississement des marnes stériles dans le coeur de l'anticlinal d'Aspremont.

2 - Vers l'Ouest et le Sud, on constate :

. la diminution du caractère détritique de la partie supérieure des marnes à nodules blonds,

. la disparition vers le Sud des plaquettes du Callovien.

Enfin, le Membre supérieur est envahi par de minces lits centimétriques d'oxydes de fer rougeâtres.

3 - Vers le Nord-Est, la partie supérieure de la série des nodules blonds passe à une série de plaquettes déjà bien développée à Ventavon (plaquettes argoviennes).

4 - Vers l'Est, la série de plaquettes du Callovien est remplacée par une alternance peu marquée de bancs gris plus calcaires de même âge.

E - CONCLUSION SUR LA REGION DE LARAGNE-ASPREMONT -

La description des deux membres de la formation et de leurs principales variations de faciès nous a permis d'entrevoir que la sédimentation des Terres Noires est caractérisée par l'alternance à grande échelle



d'assises argileuses et d'assises rythmiques à plaquettes. Les assises à plaquettes se fondent dans les assises argileuses d'une manière progressive. Nous verrons plus loin quelle est l'origine du matériel détritique essentiellement calcaire de ces assises à plaquettes.

Il serait fastidieux de recommencer la description de la formation des Terres Noires dans chacune des autres grandes zones d'affleurements étudiées dans le cadre de ce travail de thèse : Buis-les-Baronnies, Condorcet, Aurel, Gap, Embrun, etc ... J'insisterai donc seulement sur ce qui est vraiment caractéristique des Terres Noires de ces différents secteurs.



CHAPITRE III

- LES TERRES NOIRES ENTRE LA ZONE LARAGNE-ASPREMONT

ET LA VALLEE DU RHONE -

Le sommet du Membre supérieur affleure dans la majorité des anticlinaux de la région délimitée par la crête de la chaîne Ventoux-Lure au Sud, le Vercors au Nord, la vallée du Rhône à l'Ouest et l'anticlinorium de Laragne à l'Est (fig.2).

Le Niveau repère médian, n'affleure que :

- . dans l'anticlinorium de Die-Recoubeau au Nord et le dôme d'Aurel du Nord-Est,
- . la structure haute de Remuzat-La Motte Chalancon au Centre,
- . les structures complexes à noyau diapyrique de Condorcet et Suzette à l'Est et au Sud-Est,
- . l'anticlinal de Buis-les-Baronnies au Sud.

Le Membre inférieur n'affleure largement qu'au Buis et à Condorcet. A la Motte-Chalancon, Aurel et Recoubeau, seuls sont visibles les niveaux marneux situés immédiatement sous le Niveau repère médian.

A - LES TERRES NOIRES DE L'ANTICLINAL DU BUIS ET DE CONDORCET -1 - Le Membre inférieur :

1a. A la base on observe une série de plaquettes calcaires (renfermant des biohermes à Spongiaires) dont l'épaisseur dans l'anticlinal du Buis dépasse 400 m. J'y ai récolté des Phylloceras sp. et des Pseudoperisphinctinae qui, d'après Ch.MANGOLD, présentent des affinités avec des formes du Bathonien moyen à supérieur.

1b . Le Niveau repère médian est constitué par une assise marneuse comportant de gros bancs irréguliers dolomitiques à patine rousse.

2 - Le Membre supérieur :

Il présente de sérieuses analogies avec celui des coupes de la partie sud de l'anticlinal de Laragne. En particulier on constate la même abondance de débris limonitiques rougeâtres.

Les "plaquettes calloviennes" à biohermes sont remplacées par



des niveaux à peine plus carbonatés que les assises argileuses encaissantes. Leur ressemblance avec les "calcaires gris" de la partie sud-est de l'anticlinorium de Laragne (coupe de Valavoire) est frappante. J'ai trouvé :

Prohecticoceras sp.

Hecticoceras baginense (Petit Clerc)

Grossouvreia sp.

caractérisant la zone à ENODATUM du Callovien.

La partie supérieure des marnes à nodules blonds est datée du Callovien supérieur.

Des niveaux noduleux situés à la partie supérieure des marnes à nodules fournissent d'abondants fossiles caractéristiques de l'Oxfordien moyen.

Il faut aussi signaler la découverte de biohermes par B. PORTHAULT et J. FLANDRIN tout à fait comparables à ceux du Callovien et du Bajocien supérieur, dans la zone située immédiatement sous les bancs calcaréomarneux qui surmontent les Terres Noires dans la région de Propiac (X 828,9 Y 227, 2)*. Ils correspondent stratigraphiquement aux plaquettes argoviennes dont j'ai déjà parlé à propos de la partie nord-est de l'anticlinorium de Laragne (faune de l'Oxfordien moyen d'après une note en préparation de R. ENAY et al.).

3 - Données de sub-surface :

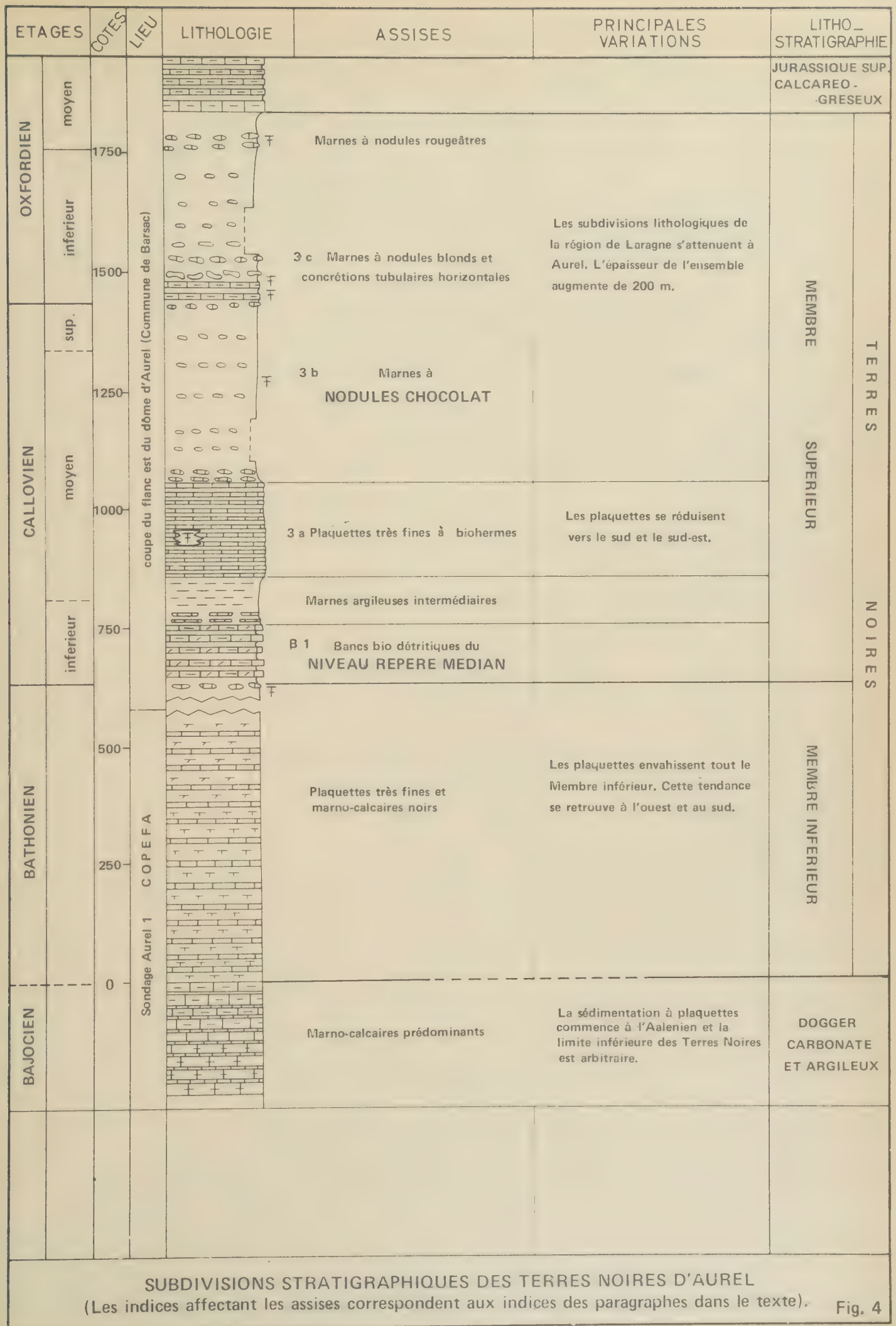
Un certain nombre de core-drills ont été effectués par la SNPA dans l'anticlinorium à noyau triasique de Condorcet. Ces core-drills, implantés dans les "marnes stériles" du Callovien, ont recoupé la série de plaquettes du Membre inférieur, sur 366 m pour D.CO.Cr.1. Cette épaisseur est à rapprocher des 400 m de plaquettes affleurant dans l'anticlinal du Buis. Il est probable que l'ensemble du Dogger garde le faciès "en plaquettes" comme le montrent les sondages de Marsanne 1 au Nord et les Angles 1 au Sud.

B - LES TERRES NOIRES DU DÔME D'AUREL ET DE L'ANTICLINORIUM DE DIE-RECOUBEAU (fig. 4)

1 - Le Membre inférieur :

Au coeur du dôme d'Aurel et dans la région de Recoubéau affleurent les premiers mètres des marnes noires du Membre inférieur. Immédiatement au-dessus de ces marnes, on trouve le Niveau repère médian bien caractérisé paléontologiquement. Il se présente sous forme d'une succession de gros bancs séparés par des intervalles marneux. Il s'agit d'un calcaire marneux comportant des débris d'organismes calcaires. Les niveaux noduleux de la base de cette assise ont fourni : Macrocephalites sp. et M. (Dolicocephalites) aff.

* - Feuille de Nyons au 1/50.000° n°XXXI-39



subcompressus (Waag) caractérisant la base du Callovien. La COPEFA a implanté au coeur du dôme d'Aurel le sondage Aurel 1 qui a traversé une épaisse assise à plaquettes alternant avec des marnes à spicules. La base du Membre inférieur y a été fixée arbitrairement au sommet d'une assise de marno-calcaires aux environs de la cote - 600. Ces marno-calcaires peuvent être considérés comme équivalents de ceux qui affleurent sous les Terres Noires, au coeur de l'anticlinal d'Eyguians près de Laragne.

2 - Le Membre supérieur dans le dôme d'Aurel :

Les marnes intermédiaires se présentent sous un faciès très semblable à celui de l'anticlinorium de Laragne-Aspremont.

2a . Les plaquettes du Callovien sont comparables à celles de l'anticlinorium d'Aspremont, bien que légèrement plus épaisses. Elles comprennent de nombreux biohermes à spongiaires renfermant quelques ammonites du Callovien (Reineckeia sp.)

2b . Les marnes stériles comprennent deux assises séparées par un niveau de nodules "chocolat" qui a livré une faune d'ammonites de la base de l'Oxfordien inférieur (zone à MARIAE, sous-zone à SCARBURGENSE) et peut être d'une partie du Callovien terminal (déterm. R.ENAY)

Parawedekindia cf. bdeni Prieser

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

Lunuloceras sp.

Quenstedtoceras (Pavloviceras) cf. Mariae (d'Orb.)

Cardioceras (Scarbugiceras) cf. Scarburgense (Y.et B.)

D'autres niveaux de nodules chocolats intercalés dans la partie supérieure des marnes stériles ont donné une faune de même âge. Il y a une augmentation d'épaisseur des marnes stériles dans ce secteur par rapport à tous les autres, sauf celui de Sahune.

2c . Les marnes à nodules blonds sont moins riches en nodules que dans la région de Laragne et les tous derniers bancs seulement présentent la teinte rougeâtre caractéristique. A 20 m sous les "marno-calcaires argoviens" on caractérise l'Oxfordien inférieur par :

Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)

Taramelliceras (Proscaphites) cf. heimei (de Lor.)

Perisphinctes (Prososphinctes) sp.

L'Oxfordien moyen, s'il existe, n'est représenté que par les derniers mètres de marnes gris-bleu situées sous les marno-calcaires.



C - LES TERRES NOIRES DES ANTICLINAUX DE LA MOTTE-CHALANÇON, REMUZAT ET SAHUNE -

Dans cette partie centrale de la zone comprise entre Vallée du Rhône et anticlinorium de Laragne, les Terres Noires se présentent sous un faciès très proche de celui de l'anticlinorium d'Aspremont.

1 - A la Motte-Chalançon et Remuzat :

Le Niveau repère médian se présente sous un faciès moins grossièrement détritique qu'à Aurel et Recoubeau.

Les plaquettes du Callovien sont moins développées qu'à Aurel, Die et Recoubeau. Elles sont comparables à celles d'Aspremont.

2 - A Sahune :

Les marnes stériles et les marnes à nodules blonds augmentent d'épaisseur sans changer de faciès.

D - CONCLUSION SUR LES TERRES NOIRES ENTRE LARAGNE ET LA VALLE DU RHONE -

De ce rapide survol, où nous avons insisté sur les particularités réelles des Terres Noires de ce secteur, il se dégage un certain nombre de traits importants sur le plan de la répartition des faciès :

- . la disparition vers le Sud des plaquettes calloviennes, ainsi que leur remplacement par des "bancs gris" très argileux, assez comparables à ceux du Sud-Est de Laragne,

- . l'augmentation de la finesse de grain des calcaires biodétritiques du Niveau repère médian et leur dolomitisation progressive en direction du Sud.

Ces variations de faciès donnent à penser que la structure du bassin, au moins à partir du Callovien inférieur, était d'orientation Est-Ouest. Cette conclusion confirme d'ailleurs l'idée, émise en 1961 par le Groupe de travail Sud-Est, à savoir qu'au Callovien (*) s'individualise déjà ce qui sera plus tard la Fosse vocontienne qui restera un trait structural dominant au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé. Je me contenterai de parler du bassin de Die-Laragne.

(*) Le Groupe de travail Sud-Est, a été créé en 1960, sur l'initiative du Bureau de Recherches de Pétrole. Il comprenait des représentants des Sociétés CEP, COPEFA, PREPA et SNPA. Il a mis au point de nombreuses cartes paléographiques, d'isopaches et d'isobathes pour chaque étage ou groupe d'étages du bassin rhodanien.



Sur le plan de la chronostratigraphie des événements sédimentologiques, on peut noter la relative isochronie de l'apparition des calcaires marneux qui constituent le toit des Terres Noires. Les faunes les plus élevées (Savournon, le Buis, St-Pierre d'Argençon) sont de l'Oxfordien moyen et les derniers niveaux fossilifères dans les autres points du bassin sont Oxfordien inférieur. C'est donc de l'Oxfordien moyen à l'extrême sommet de l'Oxfordien inférieur que se produit la reprise de sédimentation carbonatée qui marque la fin des Terres Noires. Nous verrons que l'apparition des marno-calcaires se produit au même moment dans le bassin de Gap. R. ENAY a montré l'importance de ce phénomène dans les régions voisines de notre bassin et en particulier dans le Jura. La disparition des sources de matériel terrigène due à la submersion des derniers reliefs émergés dans le domaine alpin pourrait constituer la cause essentielle du grand changement constaté.



CHAPITRE IV

- LES TERRES NOIRES DANS LES MARGES ORIENTALES DU BASSIN DE DIE-LARAGNE,

LA DORSALE DAUPHINOISE AU BAJOCIEN-BATHONIEN -

Les sondages de Sigoyer 1 et 2 (COPEFA) ont démontré l'existence durant le Trias, d'une zone de forte subsidence, séparée de celle de Remollon-La Javie par les faciès mixtes ou réduits de Barcillonnette, Turriers, Peyrouard, Clamensanne, Valavoire, Authon, etc... L'existence d'une dorsale liasique était ainsi prouvée (RICHE, RIVIER et al. 1960)

L'étude sédimentologique et géochimique des Terres Noires de l'anticlinorium de Laragne avait conduit (1965), à envisager la persistance de cette dorsale au Bajocien supérieur et au Bathonien.

En particulier, la présence de dolomite primaire ou pénécemporaine du dépôt, dans les Terres Noires du Membre inférieur me suggérait que les conditions paléogéographiques existant durant le Bathonien dans la zone alpine externe s'accordaient avec la conception d'un bassin relativement isolé par des seuils où sous un climat chaud, une certaine sursalure pouvait être atteinte, même dans les parties profondes du bassin. Il restait évidemment à démontrer l'existence de ces seuils présumés, au moyen d'une reconnaissance directe sur le terrain.

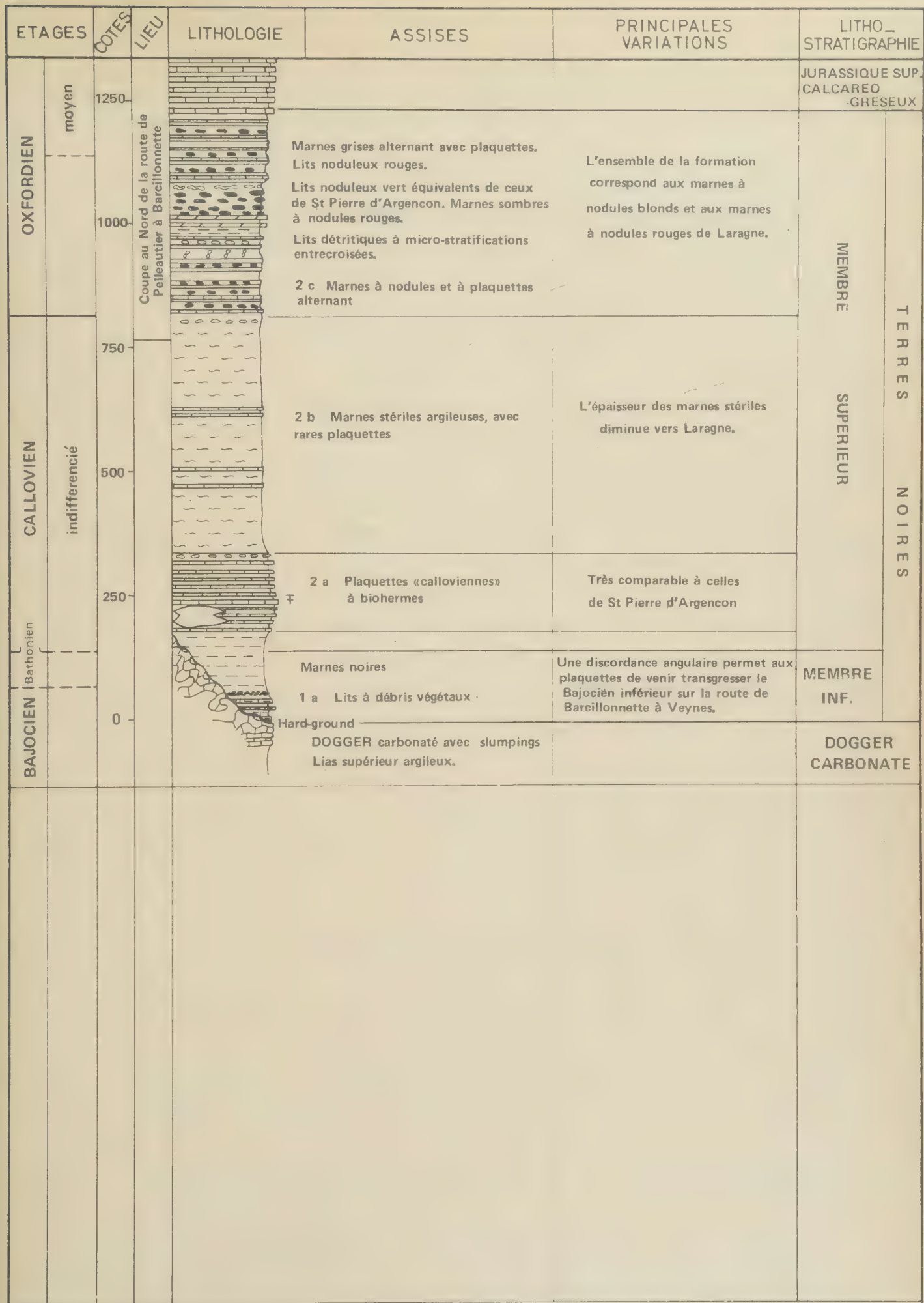
A - LA SERIE REDUITE DE BARCILLONNETTE (Hautes-Alpes) (fig. 5)

L'écaille de Barcillonnette présente une coupe très complète allant du Trias supérieur au Crétacé. Le Lias possède un faciès "mixte" c'est-à-dire intermédiaire entre le faciès dauphinois classique (type Remollon ou Sigoyer 1) et le type provençal (ou la Mure) très carbonaté que l'on trouve à Valavoire.

1 - Membre inférieur :

Dans cette écaille, on constate une discordance angulaire notable du Membre inférieur sur le Bajocien calcaire (ARTRU, 1966) ; cette discordance rappelle celles que j'ai observées dans l'anticlinal nord de Sisteron et que VERDIER (1957) a signalées dans l'écaille de Valavoire-Authon. En outre, sur une grande distance, le Bajocien est affecté de glissements sédimentaires.





SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES DES TERRES NOIRES DE BARCILLONNETTE

Le Hard-Ground qui ravine localement la surface irrégulière de ces slumpings indique que le déclenchement de ceux-ci a été suivi d'une période de non-dépôt. L'ensemble est recouvert par les Terres Noires qui paraissent avoir ennoyé progressivement une zone de hauts-fonds (fig.6). La présence d'un niveau de débris végétaux à quelques mètres au-dessus de la base du Membre inférieur permet d'affirmer que des émergences ont eu lieu sur une paléo-ride (Planche I). Leur ampleur a dû être assez limitée puisqu'aucun élément détritique grossier n'a été trouvé dans le Membre inférieur. Nous verrons qu'il n'en est pas de même dans la région du Riou d'Entraix, à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est.

2 - Le Membre supérieur :

2a . Sa base est datée du Callovien par Reineckeia sp. qui a été trouvé à quelques centimètres au-dessus du hard-ground qui ravine le Bajocien. Il s'agit apparemment de la même série de plaquettes à biohermes que dans le Callovien de Laragne. L'absence du Niveau repère médian s'explique très bien si l'on considère que dans la partie nord-est de l'anticlinorium de Laragne, à Ventavon, ce niveau est représenté par des lits noduleux très fossilifères déjà peu riches en plaquettes. En outre, dans le bassin de Gap, plus à l'Est, le Niveau repère médian est également absent.

2b . Les marnes stériles sont particulièrement épaisses, comme dans la partie sud-est de l'anticlinorium d'Aspremont. Elles se terminent par les classiques "nodules chocolat".

2c . Les marnes à nodules blonds de l'Oxfordien sont remplacées par une assise de plaquettes calcaires, plus individualisée qu'à Aspremont et qu'à Ventavon. Ces plaquettes calcaires à patine rousse sont intercalées dans des couches grises ou rouges à nodules rouges.

3 - La notion dorsale dauphinoise : l'examen de la série de Barcillonnette confirme la persistance au moment du dépôt du Membre inférieur de la dorsale liasique mis en évidence par les sondages de Sigoyer. J'appellerai cette dorsale la "dorsale dauphinoise". Nous verrons que ce trait paléogéographique majeur du bassin des Terres Noires exercera une influence déterminante sur la répartition des apports terrigènes et le régime océanographique du bassin.

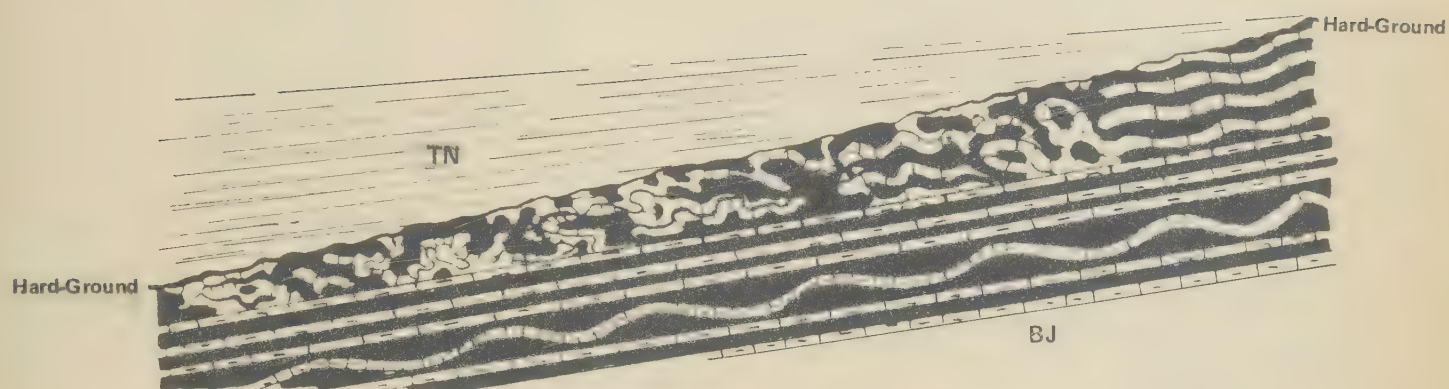
B - LA SERIE REDUITE DE VALAVOIRE (B.A.) ET DE L'ANTICLINAL DE SISTERON - (fig.7)

1 - Le Membre inférieur :

Le Membre inférieur repose pratiquement sur le Carixien, le Lias supérieur et le Bajocien étant en général très réduits et pouvant

N W

SE



TN : TERRES NOIRES

BJ : BAJOCIEN INFÉRIEUR ET LIAS

Echelle
0 m 100 m

Fig. 6 DISCORDANCE DES TERRES NOIRES SUR LE BAJOCIEN INFÉRIEUR
AFFECTÉ de "SLUMPINGS" VUE DEPUIS LA ROUTE DE BARCILLONNETTE
A VITROLLES (Hautes-Alpes)

ETAGES		COTES	LIEU	LITHOLOGIE	ASSISES	PRINCIPALES VARIATIONS	LITHO-STRATIGRAPHIE	
OXFORDIEN	mo.	1000 <						

SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES DES TERRES NOIRES DE VALAVOIRE

même manquer localement. Ces faits ont été observés par E. HAUG (1891), J. BODELLE (1964) ainsi que par R. MOUTERDE avec qui j'ai eu l'occasion de parcourir cette région. La succession des assises du Membre inférieur comprend, de bas en haut :

1 a . des marnes schisteuses grises dont l'épaisseur augmente régulièrement d'Authon à Clamensanne,

1 b . des marnes noires à plaquettes calcaires décimétriques bien individualisées, présentant des microstratifications entrecroisées,

1 c . le niveau repère médian qui est formé par une succession de bancs calcaréo-dolomitiques, séparés par des marnes, le tout étant très comparable au Niveau repère de Buis-les-Baronnies.

La macrofaune du Niveau repère médian comprend :

Bullatimorphites bullatus (d'Orb.)

Macrocephalites (Kamptokephalites) sp.

M. (Dolicocephalites) graciles (sp.)

A Authon, le Niveau repère est à 40m au-dessus du Dogger carbonaté; à Valavoire, il est déjà à plus de 350m; à Clamensanne à plus de 500m. Ces variations d'épaisseur dans la même unité tectonique indiquent que la paléogéographie de la Dorsale dauphinoise était complexe. On peut comparer ces variations à celles décrites par S. ELMI (1967) sur la bordure ardéchoise du bassin. A une réduction générale du Membre inférieur s'ajoute des variations locales dues au jeu de fractures d'orientations différentes. On note que l'épaisseur de la partie marneuse du Membre inférieur est réduite (50 à 150m) si on la compare à celle atteinte dans l'anticlinorium de Laragne (près de 2000m). L'épaisseur de cette série marneuse augmente rapidement vers le Nord dans la même unité tectonique, en même temps qu'apparaissent les marno-calcaires bajociens (Clamensanne). Dans l'anticlinal nord de Sisteron, au Sud de St-Geniez, on peut observer la discordance du Membre inférieur sur les calcaires bajociens dont il est séparé par un hard-ground. Sur la route d'Authon à St-Geniez, on peut observer cette discordance de quelques degrés des Terres Noires sur les calcaires datés ici par Garantiana gr. baculata (Quenstedt.) de la base du Bajocien supérieur.

Déjà signalés à Barcillonnette, ces phénomènes sont très caractéristiques de la dorsale dauphinoise.

2 - Le Membre supérieur :

Il ne présente pas de réduction d'épaisseur comparable à celle du Membre inférieur. On note par contre des changements de faciès :



. Remplacement des plaquettes calloviennes par une alternance d'argiles et de marnes comparable à celle de Buis-les-Baronnies. Ces 'bancs gris' annoncent les alternances calcaréo-dolomitiques du Callovien provençal,

. absence des "plaquettes détritiques de l'Oxfordien" sous le toit de la formation.

C - LES OLISTOLITES DU RIOU D'ENTRAIX -

Nous venons de décrire deux séries réduites qui nous ont permis de mettre en évidence des paléorides tectoniquement actives au moment du dépôt du Membre inférieur des Terres Noires. Le phénomène que nous abordons maintenant participe du même contexte sédimentaire et structural mais apparaît comme plus spectaculaire. Il s'agit de blocs de nature diverse, inclus dans la masse des calcaires marneux et des marnes du Bajocien supérieur.

1 - Situation et nature des blocs triasiques et liasiques du Riou d'Entraix (fig. 8, 9 et 10) :

Le confluent du Riou d'Entraix et du Sasse se situe à une dizaine de kilomètres au NE de Sisteron (fig. 8) ; il entaille profondément le périclinal oriental du grand anticlinal complexe de Sigoyer qui comporte une série épaisse de plus de 2000 m comprenant essentiellement du Bajocien marno-calcaire et du Bathonien plus argileux. Le sondage Sigoyer1 (fig. 10) y a relevé la présence d'un Lias réduit reposant par contact anormal sur un Lias supérieur très épais à faciès dauphinois (RIVIER & al. 1960). Quelles que soient les relations de ces deux unités faciologiques du Lias, nous avons là, au Dogger, une zone subsidente où la sédimentation était à la fois importante et fine. Ce périclinal est chevauché à l'Est par la série réduite de l'écaille de Valavoire, classique depuis les travaux de W. KILLIAN (1888) et de E. HAUG (1891) auxquels de nouvelles précisions ont été récemment apportées par J. BODELLE (1964), puis par R. MOUTERDE. Ainsi ce chevauchement met en contact deux régions ayant connu une histoire géologique fort différente.

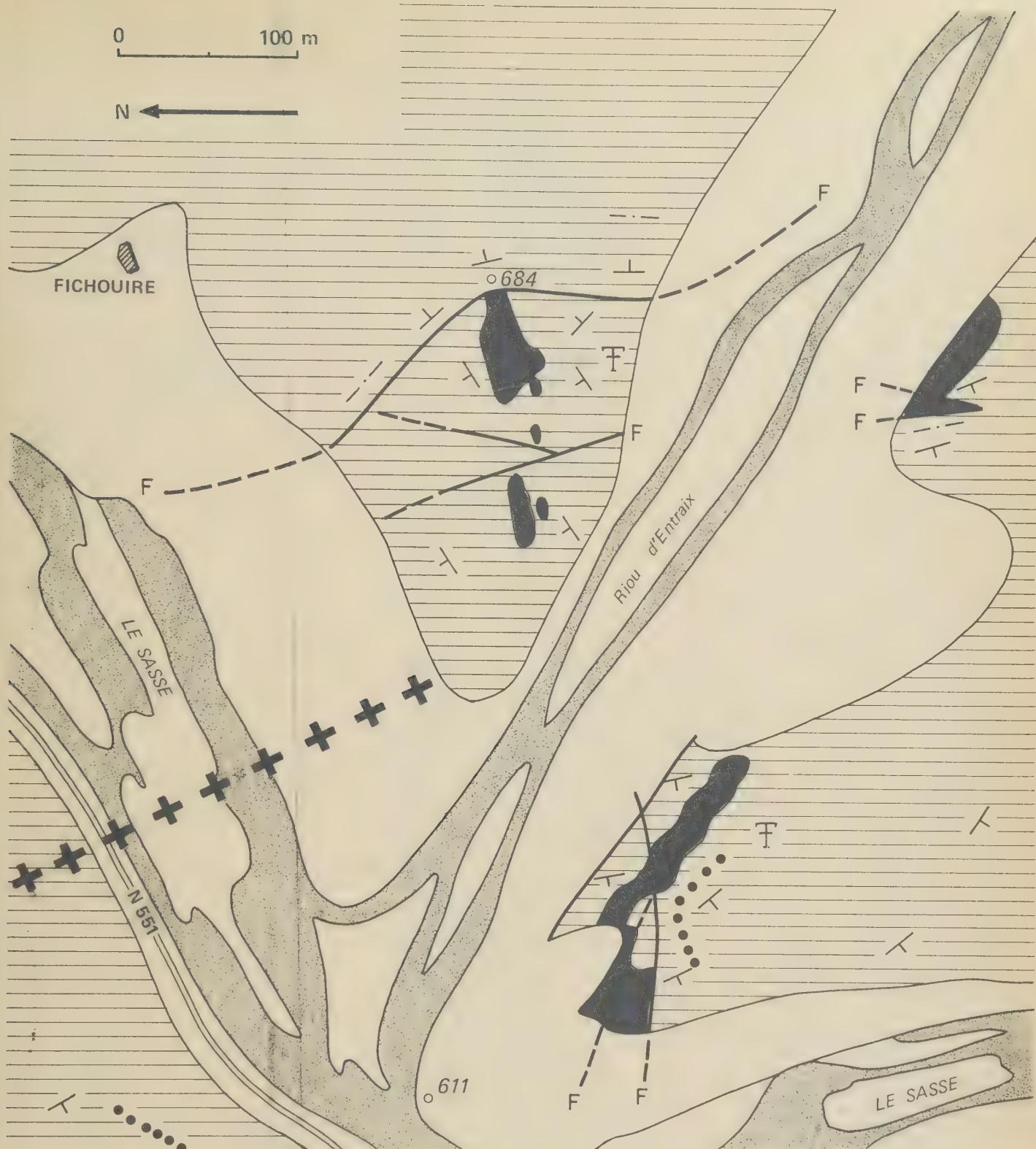
Les affleurements de Trias et de Lias qui constituent "le problème du Riou d'Entraix" se répartissent sur les deux rives de ce torrent à la terminaison des lignes de crêtes séparant sa vallée de celle du Sasse. La figure 9 montre leur situation à l'intérieur du périclinal, dans le Bajocien supérieur (Garantiana sp.). Ce périclinal est haché de failles dont la plus importante a abaissé la partie nord-est d'environ 200 m, les autres accidents n'étant que des dislocations de détail.



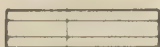
Fig. 8 SITUATION DE LA BRECHE DU RIOU D'ENTRAIX
SUR LE PERICLINAL EST DE L'ANTICLINORIUM DE LARAGNE

0 100 m

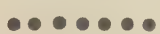
N



Olistolites



Bajocien supérieur



Niveaux à galets de Trias dolomitique



Axe de l'anticlinal de Sigoyer

Fig. 9 — SCHEMA GEOLOGIQUE DETAILLE DES AFFLEUREMENTS
DE LA BRECHE DU RIOU D'ENTRAIX

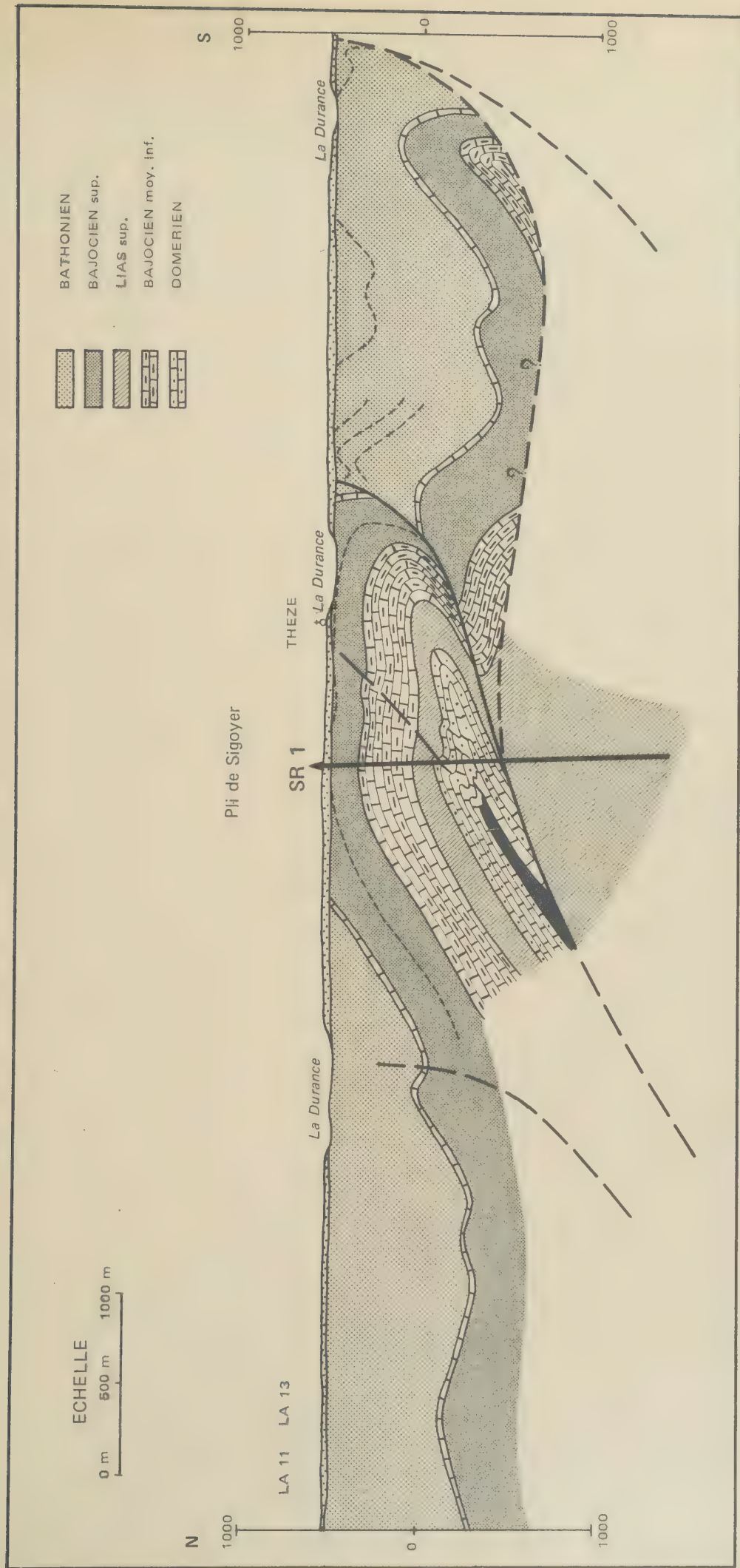


Fig. 10 Coupe Nord-Sud passant par le sondage de Sigoyer 1 montrant la superposition de deux unités possédant l'une un Lias à faciès mixte, l'autre un Lias supérieur très dilaté

(Interprétation COPEFA)



Les affleurements eux-mêmes, d'aspect chaotique, consistent en éléments de toutes tailles, depuis le fragment anguleux de quelques centimètres jusqu'au bloc de plusieurs centaines de mètres cubes.

Quant à la composition lithologique, elle est extraordinaire-ment variée :

- . éléments provenant du socle ; schistes cristallins, amygdales de quartz décimétriques, micaschistes graphiteux, charbon (en lame mince) ;

- . brèche à éléments de quartz anguleux, à ciment calcaréo-siliceux d'âge vraisemblablement permien ou triasique, alors que les éléments suivants sont certainement mésozoïques ;

- . dolomie triasique massive ;

- . calcaire gris à cassure noire contenant des blocs des termes précédents ; ce calcaire est parfois tellement enrichi en quartz anguleux qu'il n'est plus possible de le distinguer de la brèche siliceuse triasique ou permienne. En fin, recouvrant la partie supérieure des plus gros blocs, une croûte bréchique et ferrugineuse, épaisse de quelques décimètres à quelques centimètres, et contenant, outre les termes précédents, une faune abondante composée de Bélemnites, Oursins, Gastéropodes, Brachiopodes, Encrines et dents de Squales.

2 - Preuves de l'autochtonie des masses rocheuses au sein du Bajocien et de leur nature d'olistolites :

La littérature nous apprend que le problème du Rioux d'Entraix a intrigué de nombreux géologues. Ce furent d'abord E.HAUG et W.KILLIAN en 1888 et 1891, qui de concert, interprétèrent ces affleurements comme des lambeaux de recouvrement de l'écaille de Valavoire, se fondant sur la proximité du front de chevauchement. Puis J. GOGUEL (1938), tout en soulignant le caractère énigmatique des affleurements de la rive droite, avançait, pour ceux de la rive gauche, l'hypothèse d'une extrusion le long d'une faille. M.ORGEVAL et M.ZIMMERMANN (1957) soulignèrent que le Bajocien paraissait transgressif sur les blocs les plus importants auxquels ils attribuèrent un âge liasique.

Un levé au 1:3000 et une observation méthodique des relations existantes entre les masses triasiques et liasiques d'une part et les terrains bajociens d'autre part a permis d'établir de façon certaine la nature sédimentaire de ces masses rocheuses et de préciser leur mode de mise en place. On peut en effet observer non seulement l'interstratification au sein des marnes bajociennes des blocs de toutes tailles, mais aussi celle de niveaux bréchiques à débris de roches provenant de la désagrégation superficielle des blocs eux-mêmes après leur mise en place. A mon avis, les

restes bioclastiques prouvent qu'une assez abondante faune benthique s'était installée sur ce providentiel substrat dur.

On constate aussi l'existence, sous les éléments les plus volumineux, d'une zone à stratification tourmentée, épaisse de quelques mètres, contenant de très nombreux débris de roches noyés dans les marnes. Cette zone cependant ne montre pas de véritable broyage sauf au contact immédiat des blocs, et elle contraste avec l'aspect complètement tranquille des marnes et des calcaires situés au-dessus des blocs ou y passant latéralement.

Il n'est pas possible d'interpréter ces faits par une mise en place tectonique, alors qu'ils suggèrent un glissement des blocs sur un talus faiblement incliné et leur emmoyage progressif par la sédimentation argileuse et calcaire.

Enfin, l'existence dans la série bajocienne, à 200m stratigraphiquement au-dessus des principaux blocs, de coulées boueuses et conglomératiques à galets dolomitiques bien arrondis et fragments bioclastiques, tend à prouver une certaine continuité dans le temps de ces apports grossiers, et confirme l'existence de reliefs émergés.

Les variations de faciès du Bajocien nous conduisent à admettre que l'origine du glissement se situerait à l'Est, dans la zone actuellement recouverte par les chevauchements. En effet, son faciès marneux persiste vers le Nord et se développe vers l'Ouest. Vers le Sud, il devient plus néritique dans le Rocher de Hongrie, mais sans comporter de brèches de type de celles du Riou d'Entraix.

A l'Est devait donc s'étendre une région de hauts-fonds localement émergés, dominant le profond bassin subsident de Laragne, situé plus à l'Ouest. La mise en évidence de ce point haut de la dorsale dauphinoise constitue un fait nouveau qui complète les données accumulées depuis quelques années par de nombreux chercheurs. (BARBIER 1960)

La juxtaposition de deux zones faciologiques aussi différentes que ces hauts-fonds et le bassin de Laragne, conduit à envisager l'existence d'un réseau de fractures du socle, dont le rejeu continuuel était la cause au moins indirecte des éboulements précédemment décrits.

D - CONCLUSION SUR LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DE DIE-LARAGNE -

Cette bordure a donc joué le rôle de zone haute durant le dépôt du Membre inférieur. Par contre, pendant le dépôt du Membre supérieur elle ne semble pas s'individualiser. Les variations de faciès qui l'affectent se distribuent du Nord au Sud comme dans le reste du bassin.

La direction générale de la dorsale limitant le bassin est difficile à définir. Les études structurales effectuées par J.HENRY et J.P.RICHERT ont démontré que le déplacement tangentiel de l'unité de Clamensanne - Valavoire, s'était fait d'Est à Ouest. Mais l'étude sédimentologique du Lias des mêmes unités par J.BOUROULLEC et moi-même suggèrent que le déplacement n'a pu atteindre une grande amplitude et une grande complexité. Certaines données de sismique - réflexion tendent d'autre part à accréditer l'hypothèse selon laquelle le socle ne serait pas très profondément enfoui à l'Est de Clamensanne.

La zone haute ayant limité le bassin du Lias au Callovien inférieur aurait donc occupé un emplacement situé quelques kilomètres à l'Est des affleurements actuels du Riou d'Entraix.

On peut se demander si cette dorsale se prolongeait vers le Dôme de la Mure, où sont connus des phénomènes très comparables, ou bien si l'emplacement actuel du Dévoluy était occupé par une zone profonde. Un certain nombre de faits confirmeraient indirectement l'hypothèse de la continuité :

- . position de l'écaille de Barcillonnette avec ses faciès réduits qui s'ennoient en direction du Dévoluy ;

- . ennoyage vers le Sud des faciès réduits du Dôme de la Mure ;

- . existence de phénomènes de réduction très particuliers

(GIDON 1970) dans le Jurassique supérieur entre Veynes et la vallée de la Durance ; ces réductions pouvant être causées par le rejeu d'accidents déjà actifs au moment du dépôt des Terres Noires. A lui seul, aucun de ces faits n'est certes suffisant pour prouver le prolongement de la Dorsale en direction de la Mure, mais leur ensemble tend à renforcer cette hypothèse.



CHAPITRE V

- LES TERRES NOIRES DU DÔME DE REMOLLON (BASSIN DE GAP) - (fig. 11)

La retombée occidentale du Dôme de Remollon offre une coupe extrêmement complète de toute la série jurassique sous son faciès dauphinois le plus caractéristique. J'ai découvert un certain nombre de fossiles qui ont permis de dater les différents termes des Terres Noires avec une relative précision.

A - LE MEMBRE INFÉRIEUR -

Les alternances marno-calcaires du Bajocien inférieur et moyen forment la dernière cuesta qui domine Gap à l'Est.

1 - Au-dessus, les Terres Noires commencent par une formation argileuse de couleur bleu-gris. Cette formation a livré au Nord de Gap des Ammonites pyriteuses du Bajocien supérieur (E.HAUG, 1891),

2 - viennent ensuite quelques gros bancs gris de calcaire marneux, séparés par des marnes grises, affleurant au pied de la pente conduisant à la montagne de Ceûze au Sud-Ouest de Gap,

3 - après ce dernier épisode carbonaté, on trouve une épaisse série argileuse noire, azoïque.

Au sommet de cette série argileuse apparaissent des bancs pluri-décimétriques, très durs, à patine rouge, présentant des micro-slumpings (convolute laminations) et parfois un granoclasement. Des niveaux noduleux intercalés dans cette série ont fourni Choffatia gr. balinensis du Callovien inférieur (dét. Ch.MANGOLD).

Ces bancs rouges sont les équivalents de ceux de Puymaure situés au-dessus de la ville de Gap, où E.HAUG (1891) avait découvert une belle faune d'ammonites (gisements aujourd'hui disparu).

Par son âge, ce niveau est comparable au Niveau repère médian de l'anticlinorium de Laragne et de la Drôme. A Gap, un important accident supprime la série argileuse noire sous-jacente, ce qui rapproche topographiquement ce niveau à bancs rouges de la cuesta bajocienne.

ETAGES	COTES	LIEU	LITHOLOGIE	ASSISES	PRINCIPALES VARIATIONS	LITHO-STRATIGRAPHIE
OXFORDIEN	moyen	Montagne de Charance nord-ouest de Gap		3 c	Plaquettes argoviennes et bancs rouges	JURASSIQUE SUP. CALCAREO-GRÉSEUX
	inférieur			3 b	Marnes à nodules blonds vers l'Est l'Oxfordien inférieur passe à des plaquettes détritiques	
CALLOVIEN		Absence de coupe				MEMBRE SUPERIEUR
	1750					
	1500	Coupe de Pelleautier		3 a	Marnes stériles argileuses brunes	
	1250			B 2	Bancs rouges supérieurs	
BATHONIEN				B 1	Marnes intermédiaires à rares bancs rouges	
	1000	Coupe de Sigoyer		A 4	Bancs rouges de Puymaure à micro-slumpings	MEMBRE INFÉRIEUR
	750			A 3	Marnes noires azoïques	
BAJOCIEN		Coupe de Parots			Zone noduleuse	
	500				Marnes noires à rares plaquettes	
	250			A 2	Bancs gris	
BAJOCIEN		Coupe des Parots		A 1	Marnes bleues à ammonites pyriteuses à la base	MEMBRE INFÉRIEUR
	0					
		Vallée de la Luye Cristayes			Calcaires marneux en bancs alternant avec des intervalles plus argileux.	DOGGER CARBONATE

SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES DES TERRES NOIRES DE GAP
(Les indices affectant les assises correspondent aux indices des paragraphes dans le texte.)

B - MEMBRE SUPERIEUR -

1 - Au-dessus des bancs rouges, viennent des argiles brunes assez comparables "aux marnes stériles" du bassin de Die-Laragne

2 - Puis on retrouve une nouvelle série de bancs rouges d'aspect différent des premiers avec exagération des phénomènes de micro-slumping et des érosions intra-sédimentaires. Cette assise a fourni des débris d'ammonites à affinités calloviennes (zone à Enodatum). J'ai trouvé à la partie supérieure de cette assise, une faune caractérisant la limite Callovien-Oxfordien, (déterm. R.ENAY)

Quenstedtoceras sp.

Metapeltoceras sp.

Peltoceras (Peltoceras) sp.

3 - Les formations situées au-dessus qui n'affleurent pas en une coupe continue en raison d'un accident horizontal de grande amplitude, sont tout à fait comparables à celle de la partie Nord-Ouest de l'anticlinorium de Laragne. On retrouve en effet :

- . une assise à nodules blonds,
- . des "plaquettes de l'Argovien" ; ces plaquettes affleurent en outre sur le rebord Sud du Dévoluy, dans un coeur anticlinal de la série antesénonienne à l'Est de la route du Col de Festre.

Ces plaquettes envahissent l'Oxfordien inférieur dans la partie Nord-Est du bassin de Gap, au Sauze, où elles sont bien datées du Callovien Supérieur à l'extrême base de l'Oxfordien (déterm. R.ENAY) :

Metapeltoceras sp.

Euaspidoceras sp.

Peltoceratoides sp.

Hecticoceras sp.

Perisphinctes sp.

C - LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DE GAP, LE SEUIL DE St JULIEN (fig. 13) -

1 - Les terres Noires du Dôme de Remollon passent, sans discontinuité d'affleurement, à celles de la demi-fenêtre d'Embrun. Cependant, de part et d'autre du Lac de Serre - Ponçon, des argilites rouges affleurent immédiatement à l'Est du méridien de Savines, dans le promontoire de St Julien au Nord et dans la colline du Bois de Montmirail au Sud. La similitude de faciès avec le Toarcien moyen du Dôme de Remollon est frappante, mais aucune preuve paléontologique ne permet d'affirmer l'identité d'âge.



Sur ce Toarcien présumé reposent des bancs de calcaire et des niveaux noduleux qui ont livré (J.L.PAIRIS, 1965) une faune du Callovien moyen :

Ptychophylloceras cf. feddeni (Waagen)

Hecticoceras cf. brighti (Isytovitch)

Kosmoceras jason

2 - Au Nord de ces affleurements et également au Sud des niveaux de microbrèches et des coulées boueuses s'intercalent dans des assises très comprimées. Ces coulées boueuses, que nous n'avons trouvée que dans ce secteur des Terres Noires, sont particulièrement visibles dans la tranchée de la route de Savines à Embrun, au lieu dit le Grépon. Il s'agit de chenaux d'une dizaine de mètres de large creusés dans les Terres Noires et remplis de marnes argileuses. Un mince liseré de particules biodétritiques et de petits débris de roches souligne les bords du chenal. La composition des marnes du chenal est différente de celle des marnes encaissantes. Elles comportent beaucoup plus de chlorite et de quartz.

Ces assises ont fourni à J.L.PAIRIS Properisphinctes bernensis (de Loriol) de l'Oxfordien inférieur.

L'ensemble de ces faits permet d'individualiser le seuil dit de St Julien, qui a joué sur la bordure orientale du bassin de Gap, le même rôle que la dorsale dauphinoise sur la bordure orientale du bassin de Laragne. Ce seuil a été submergé par la sédimentation argileuse du Callovien moyen mais certains points hauts ont pu continuer à fournir des apports biodétritiques mêlés à des glissements en masse d'argiles non compactées jusqu'à l'Oxfordien inférieur.



CHAPITRE VI

- LE BASSIN D'EMBRUN -

(fig. 12)

Les marno-calcaires bajociens constituent le soubassement des Terres Noires du bassin d'Embrun, exactement comme pour le bassin de Gap. Mais à Embrun ces calcaires comportent des niveaux finement sableux, comme l'avait noté J.L.PAIRIS.

A - MEMBRE INFÉRIEUR -

1 - Assise de marnes schisteuses à patine blancheâtre qui rappellent les marnes cartonneuses de la base du Membre inférieur de Laragne. A 30 m au-dessus de la base, j'y ai récolté Strenoceras sp. et Garantiana sp. de la zone à subfurcatum (base du Bajocien supérieur).

A la base de cette assise marneuse, sous le niveau fossilifère, on compte un certain nombre de niveaux de plaquettes grano-classées.

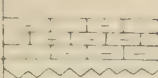
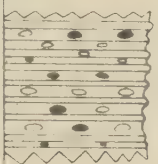
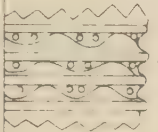
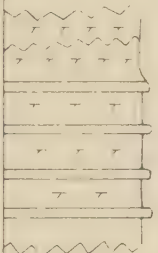
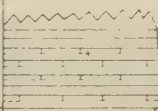
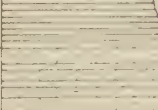
2 - Assise de plaquettes épaisses, à patine rouge & "convolute laminations" : cette assise affleure largement dans le torrent de Charance au Nord d'Embrun. L'épaisseur de cette assise est de l'ordre de 200 m. La couleur rouge est probablement en relation avec des courants de fond oxydants, et ne résulte apparemment pas de processus d'altération secondaire. Rappelons qu'une couleur rouge caractérise aussi les marnes intercalées dans les plaquettes argoviennes, en particulier à Barcillonnette.

3 - Assise des marnes noires à bancs roux : cette assise très épaisse affleure rive gauche du torrent de Vachères. Les bancs roux sont généralement granoclassés et les éléments sont essentiellement bioclastiques. Cette assise est épaisse d'environ 350 à 400 m.

4 - Assise des plaquettes détritiques à conglomérats polygéniques : cette assise affleure au-dessus des marnes noires à bancs roux dans le torrent de Vachères. Son épaisseur est indéterminée mais probablement supérieure à 300 m.

J.L.PAIRIS (1965) a montré que cette assise comprenait des niveaux conglomératiques granoclassés, particulièrement visibles dans les pentes de l'Estagnit où certains éléments atteignent 10 à 15 cm.



ETAGES		COTES	LIEU	LITHOLOGIE	ASSISES	PRINCIPALES VARIATIONS	LITHO- STRATIGRAPHIE
OXFORDIEN	Moyen	1750	Coupe de St Julien				JURASSIQUE SUP. CALCAREO - MARNEUX
		1500			Assise à plaquettes détritiques à patine rousse, nodules et chailles	Equivalent des assises oxfordiennes du Bassin de Gap	MEMBRE SUPERIEUR
CALLOVIEN		1250			Les marnes stériles n'ont pu être identifiées avec certitude		
BATHONIEN	Intérieur	1000	L'Estaguet		Marnes noires à passées conglomératiques	Les niveaux conglomératiques se prolongent dans la fenêtre de Barcelonnette	MEMBRE
		750	Les Touissas		Marnes noires dolomitiques à bancs granoclassés déci- -métriques. Pyrite très abondante		
BAJOICIEN	Supérieur	500	Torrent de Charance		Niveau de plaquettes rouges à "convolute laminations" et patine rouge		INFÉRIEUR
		250	Torrent de Crévoux		Marnes avec quelques bancs calcaires centimétriques	Marnes très comparables à celles du bassin de Gap (Le Sauze)	
		0			Marnes à patine blanche sériciteuses et ammonites pyriteuses		DOGGER CARBONATÉ

SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES DES TERRES NOIRES D'EMBRUN

Fig. 12



J'ai observé des galets de roches vertes, d'origine probablement permienne, et des blocs de dolomies noires ou jaunes.

Un morphoceras sp. de la zone ZIG-ZAG du Bathonien inférieur, bien conservé a été trouvé dans les interbanks marneux de l'Estagnit.

Ainsi l'ensemble des assises affleurant autour d'Embrun semble bien appartenir au Membre inférieur, dont l'épaisseur atteint vraisemblablement 1000 m et qui est parfaitement daté à la base et à sa partie supérieure visible.

S'il faut souligner l'abondance des bancs détritiques dans le Membre inférieur d'Embrun, il ne faut cependant pas perdre de vue l'énorme prépondérance des argiles et des carbonates associés aux zones argileuses.

En allant d'Ouest en Est, on ne constate pas dans les Terres Noires, une augmentation spectaculaire des terrigènes grossiers ; on observe plutôt les effets croissants d'une déformation synsédimentaire qui se manifestent par la présence de turbidites et qui culminent dans les assises conglomératiques de l'Estagnit. A mon avis, les éléments grossiers de ces conglomérats sont empruntés à des points hauts, périodiquement émergés, du seuil de St Julien. Leur processus de mise en place ne devrait pas différer fondamentalement de celui des olistolites du Riou d'Entraix et des niveaux à galets dolomitiques qui leur sont associés. Le seuil de St Julien, apparaît donc comme un équivalent plus oriental de la Dorsale dauphinoise.

B - LE MEMBRE SUPERIEUR -

Nous n'avons point trouvé dans les environs immédiats d'Embrun d'assises appartenant sans conteste au Membre supérieur des Terres Noires.

Par contre, on peut observer à l'Est et au-dessus du seuil de St Julien des plaquettes calcaréo-détritiques débutant par un niveau de miches ovoïdes à septaria, très semblables à celles de l'Oxfordien inf. du Sauze. Cette formation a livré (J.L. PAIRIS - 1965) à sa base :

Perisphinctes sp

Partschiceras cf. praeposterium, (Fontannes)

et dans les plaquettes :

Holcophylloceras zignoi

Campylites cf. helveticus

Perisphinctes (Orthosphinctes) tizianiformis (Choffat)

L'âge Oxfordien inf. de cette assise est ainsi assuré.



Compte tenu du déplacement tangentiel vers l'Ouest de toutes les unités tectoniques, il n'est pas exclu que ces assises se soient initialement déposées au-dessus du Membre inférieur d'Embrun. Néanmoins on ne peut écarter complètement l'hypothèse d'un amincissement du Membre supérieur en direction de la zone du Plan de Phazy, zone qui aurait ainsi constitué une des sources des éléments détritiques contenus dans les assises à plaquettes. (J.DEBELMAS 1965, J.L.PAIRIS 1965).

C - LA ZONE DU PLAN DE PHAZY -

Au Nord-Est du bassin d'Embrun on voit affleurer, à la faveur d'un grand accident d'orientation NW-SE, un coin tectonique granitique enveloppé de Houiller et surmonté de terrains mésozoïques très comprimés (J.DEBELMAS - 1955). Ces affleurements paraissant constituer une fenêtre satellite de la demi-fenêtre d'Embrun.

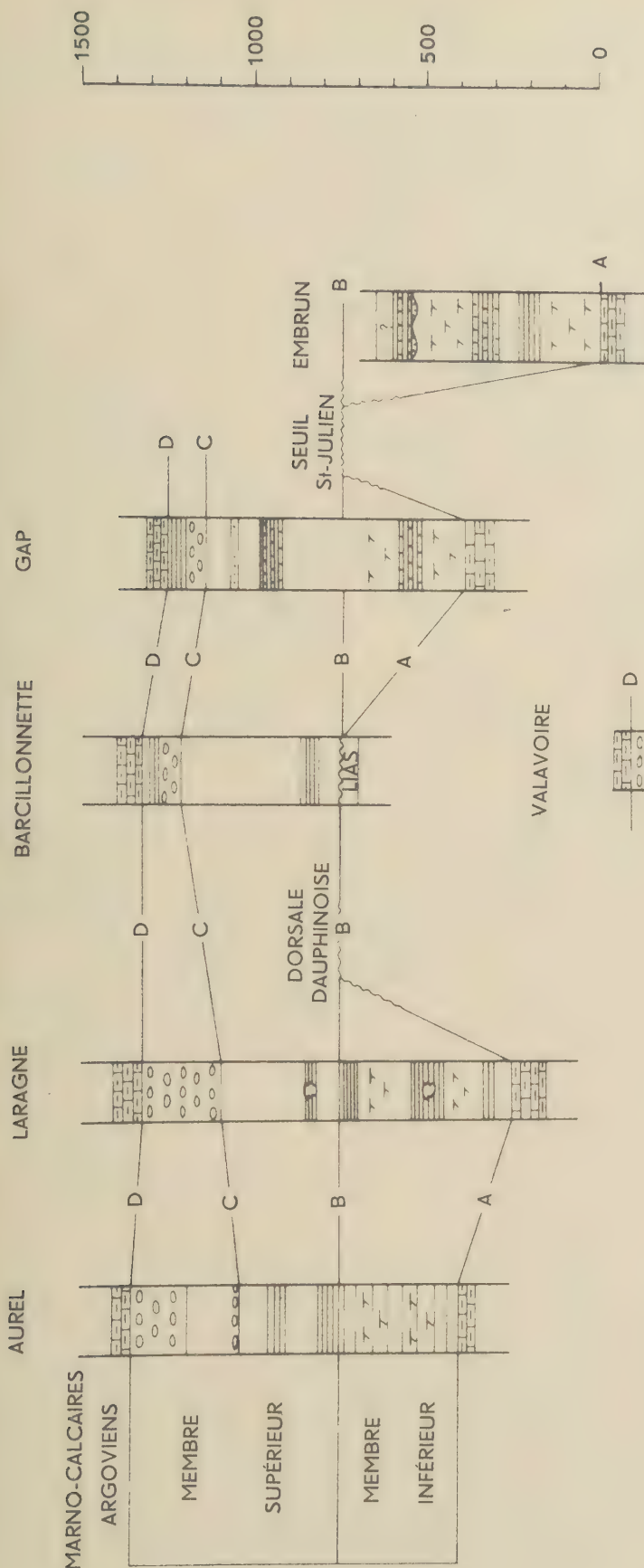
On peut distinguer dans ces écailles : du Trias dolomitique à affinités briançonnaises et des marnes à niveaux microbréchiqes et éléments dolomitiques d'origine triasique. On peut raisonnablement rapporter ces marnes au Terres Noires, malheureusement sans preuves paléontologiques.

Il est certes possible que cette "fenêtre" du Plan de Phazy ne soit qu'une écaille sub-briançonnaise entraînée sous les nappes. Mais on peut aussi y voir la bordure orientale, enracinée, du bassin d'Embrun. L'analogie de cette zone avec celle de St Julien et la dorsale dauphinoise ne peut manquer d'être relevée. La présence d'une ligne de séismes profonds et celle de sources thermo-minérales paraissent appuyer l'hypothèse "autochtoniste". La transgression des "Terres Noires" sur le Trias indiquerait que des zones émergées ont pu subsister durant une bonne partie du Jurassique sur les dorsales. J.DEBELMAS 1965 pense que des reliefs de ce genre ont pu alimenter les niveaux grossiers d'Estagnit. Je partage cette opinion, dans la mesure où le seuil de St Julien peut représenter un de ces reliefs émergés.

D - LA STRUCTURE DU BASSIN DES TERRES NOIRES ENTRE AUREL & EMBRUN (fig.13 A & B)

On voit que le bassin des Terres au moment du dépôt du Membre inférieur n'offrait pas une structure uniforme, mais était constitué par plusieurs bassins secondaires. Les dorsales séparant ces seuils n'ont été submergées par la sédimentation argileuse qu'au Callovien moyen (Barcillonnette, St Julien) et il n'est pas exclu que quelques points hauts aient subsisté jusqu'à l'Oxfordien. Une telle structure n'est pas sans analogie





VARIATIONS DE FACIÈS ET D'ÉPAISSEUR

DES TERRES NOIRES

ENTRE AUREL ET EMBRUN

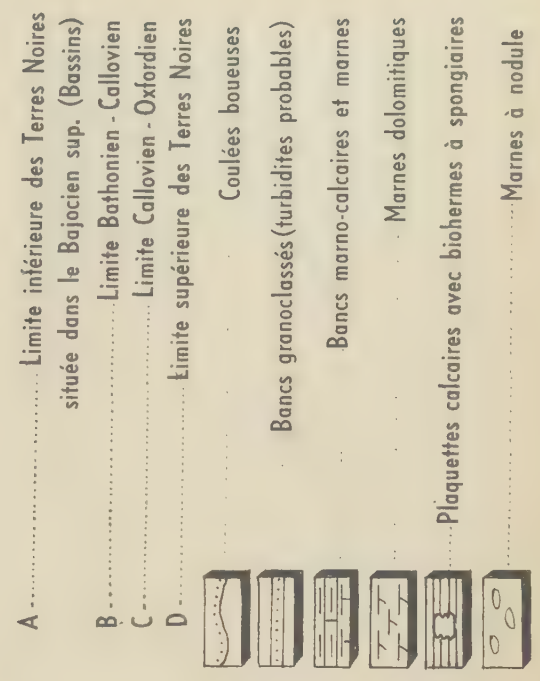
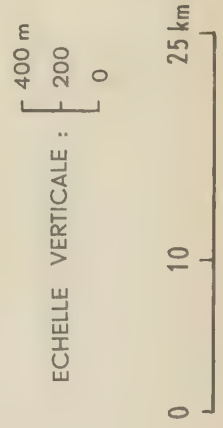


Fig. 13 A

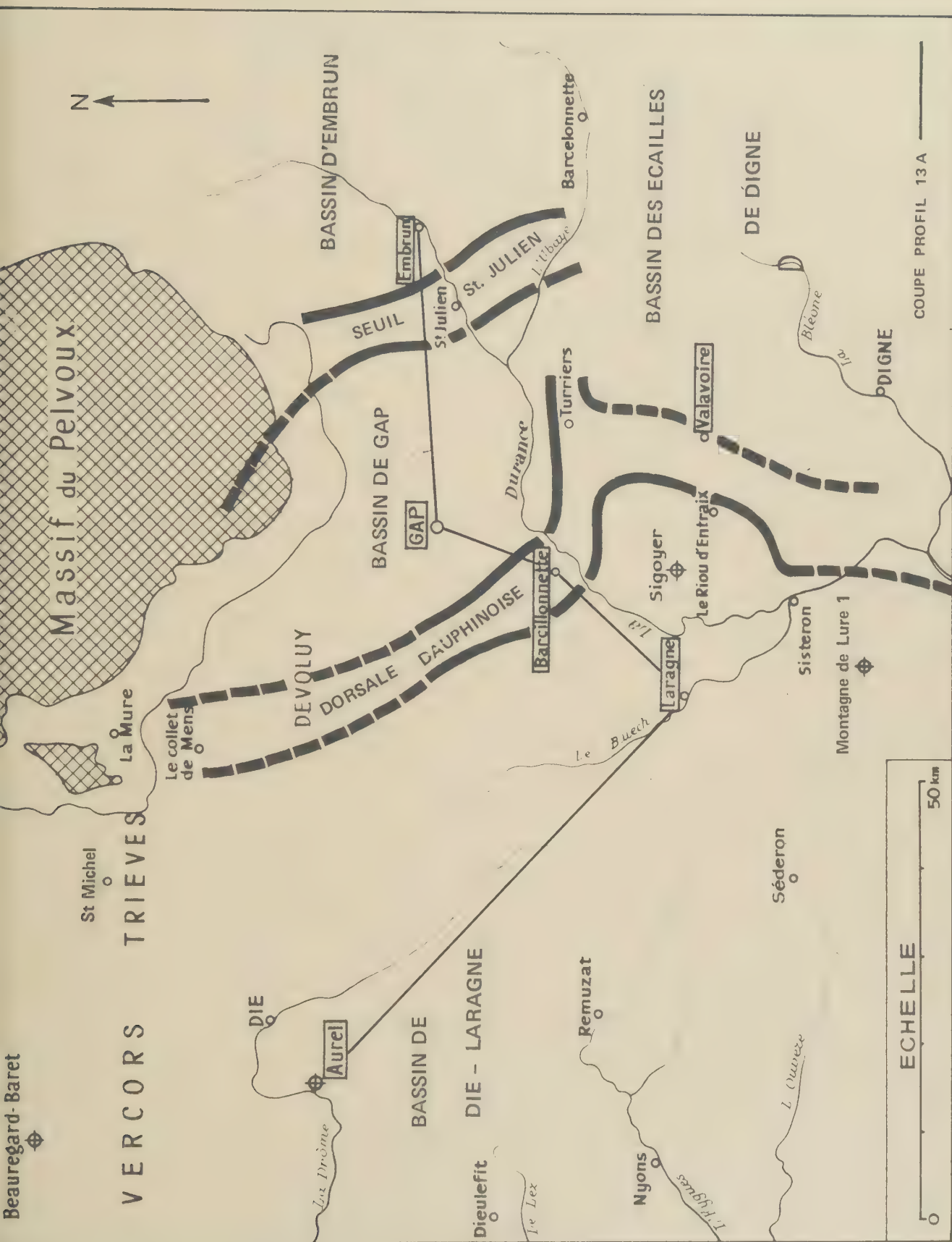


Fig. 13B SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DES TERRES NOIRES

AU MOMENT DU DEPOT DU MEMBRE INFERIEUR DANS LA ZONE PRINCIPALE D'ETUDE



avec certains bassins actuels, décrits par J.B.HERSEY (1957) en Méditerranée, et par K.O.EMERY (1958) dans la région s'étendant au large de la Californie. Nous verrons d'ailleurs que la géochimie amène également à comparer ces bassins à ceux des Terres Noires. La présence d'éléments grossiers résédimentés aux alentours de nos dorsales suggère que la dénivellation d'une part et la pente, d'autre part, entre ces points hauts et le fond des bassins, n'étaient pas négligeables. Il est par contre difficile de se faire une idée de la largeur de ces dorsales, actuellement recouvertes par les chevauchements. Cette largeur pourrait être plus importante qu'on ne l'imagine à priori (peut être égale à celle des bassins ?).

E - ORIGINE POSSIBLE DE LA PHASE GRESEUSE DES PLAQUETTES OXFORDIENNES -

J.DEBELMAS (1965) a émis l'idée que les microbrèches jurassiques de la zone subbriançonnaise seraient l'équivalent externe, par rapport au géanticlinal briançonnais des véritables flyschs, supposés jurassiques de la zone prépiémontaise (zone du Gondran de M.LEMOINE). C.STURANI se range à cette opinion et l'étendrait même aux microbrèches oxfordiennes du revers interne de l'Argentéra (cf. chapitre VII). Dans la mesure où les plaquettes calcaréo-gréseuses se développent vers le Nord-Est, on peut envisager que la source de ce matériel gréseux soit constituée par des reliefs émergés quelque part dans la prolongation vers le Nord du domaine briançonnais. (fig.27)

F - CONCLUSIONS SUR LES TERRES NOIRES DE LA ZONE PRINCIPALE D'ETUDE -

Dans cette zone, où les affleurements sont excellents et les coupes souvent très continues, j'ai mis en évidence le style paléostructural du bassin des Terres Noires. Après une phase de distension et d'approfondissement des bassins qui est d'âge Bajocien supérieur, suit la période de comblement par les marnes du Membre inférieur. Les zones hautes et les bordures, encore relativement peu profondes sont une source de matériel bioclastique qui se résédimente dans le bassin. Sur les bords de ces dorsales, localement, se produisent des éboulements en masse et des coulées boueuses.

Au Callovien inférieur, on constate un ralentissement de la sédimentation avec formation de lits fossilifères. Puis l'approfondissement reprend ; dans un bassin désormais plus homogène, va s'avancer progressivement le faciès à plaquettes calcaréo-sableuses alimenté par les reliefs émergés des zones internes qui atteindra à

l'Oxfordien moyen la région de Laragne. La région principale d'étude ne permet pas de saisir toutes les modalités des processus sédimentaires, il m'a donc paru nécessaire d'étendre mes investigations aux régions circumvoisines. Les résultats de ce survol, forcément un peu rapide font l'objet du chapitre suivant, à la suite duquel je pourrai tirer les conclusions sur la partie stratigraphique de ce mémoire.



CHAPITRE VII

- APERCU SUR LES VARIATIONS DE FACIES EN DEHORS DE LA ZONE PRINCIPALE D'ETUDE -

La région que nous venons d'évoquer correspond à celle qui initialement, englobait mon travail de thèse. Mais le bassin de sédimentation des Terres Noires la déborde largement. Les régions périphériques ont été étudiées soit par moi-même, soit par d'autres auteurs. Il m'a paru indispensable d'en tenter une synthèse, même si quelques points demeurent encore relativement obscurs (fig. 12 - 14 - 15)

Il est possible de définir quatre grandes zones d'étude :

- . Les Terres Noires de la fenêtre de Barcelonnette et de la couverture de l'Argentera ;
- . les Terres Noires du bord sub-alpin entre le Col de Lus-la-Croix-Haute et Chambéry ;
- . les Terres Noires du couloir Rhodanien et de la Provence, connues essentiellement par les sondages pétroliers. J'ai pu étudier personnellement un certain nombre de ces sondages dans le cadre de mes activités au sein de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine. (1)

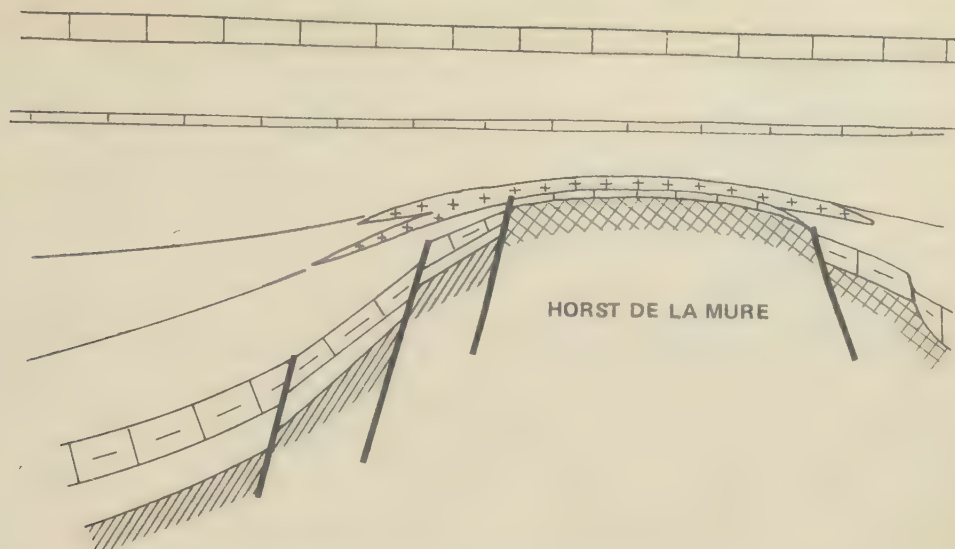
A - VARIATIONS DE FACIES EN DIRECTION DU MASSIF DE L'ARGENTERA -1 - Les Terres Noires de la fenêtre de Barcelonnette :

La fenêtre de Barcelonnette a fait l'objet d'une étude synthétique de J.PLAN (1965). Nous résumons ici les conclusions de cet auteur.

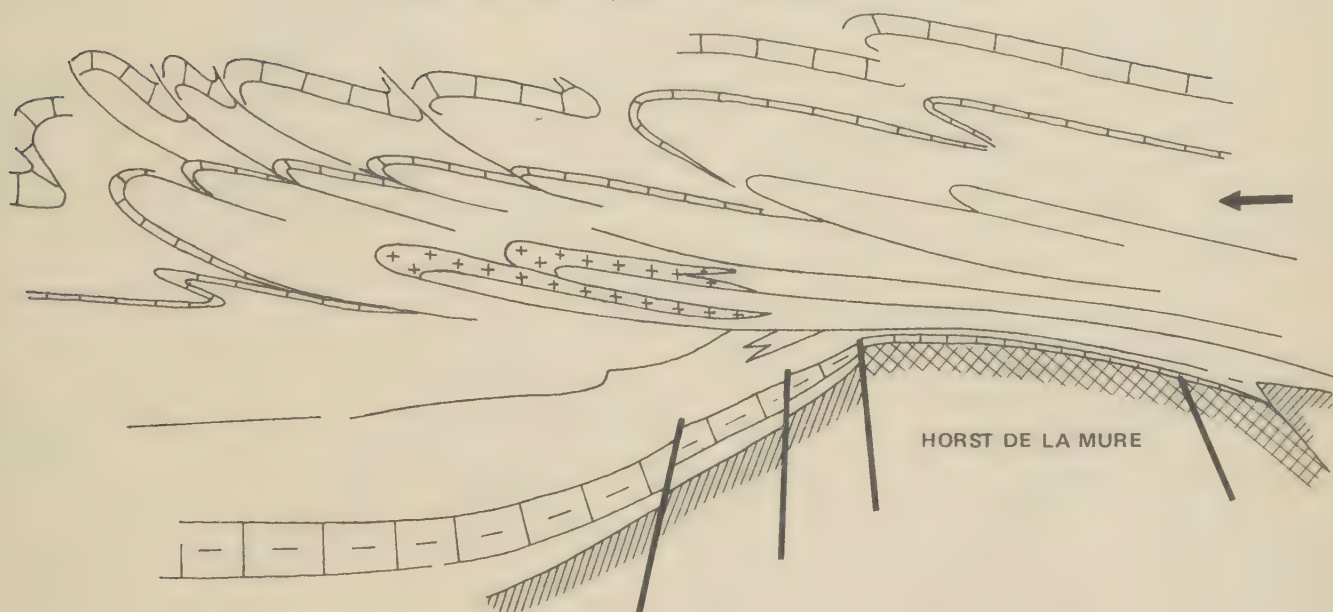
(1) Je remercie vivement la Direction de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine qui a autorisé la publication de certains résultats obtenus par ses équipes d'exploration. Une partie du matériel d'étude était en provenance de sondages effectués par la Société des Pétroles France-Afrique (COPEFA), la Compagnie d'Exploration Pétrolière (CEP), la Société ESSO-REP, et la CFP. Que la Direction et les Géologues des services d'exploration de ces sociétés trouvent ici l'expression de ma vive gratitude.



A — DEPOT DES CALCAIRES DE CORENC ET ENNOYAGE DU DOME DE LA MURE



B — DEPLACEMENT TANGENTIEL VERS L'OUEST



C — SURRECTION DU RAMEAU INTERNE DE BELLEDONNE ET EROSION DE SA COUVERTURE, ABOUTISSANT A LA DISPOSITION ACTUELLE

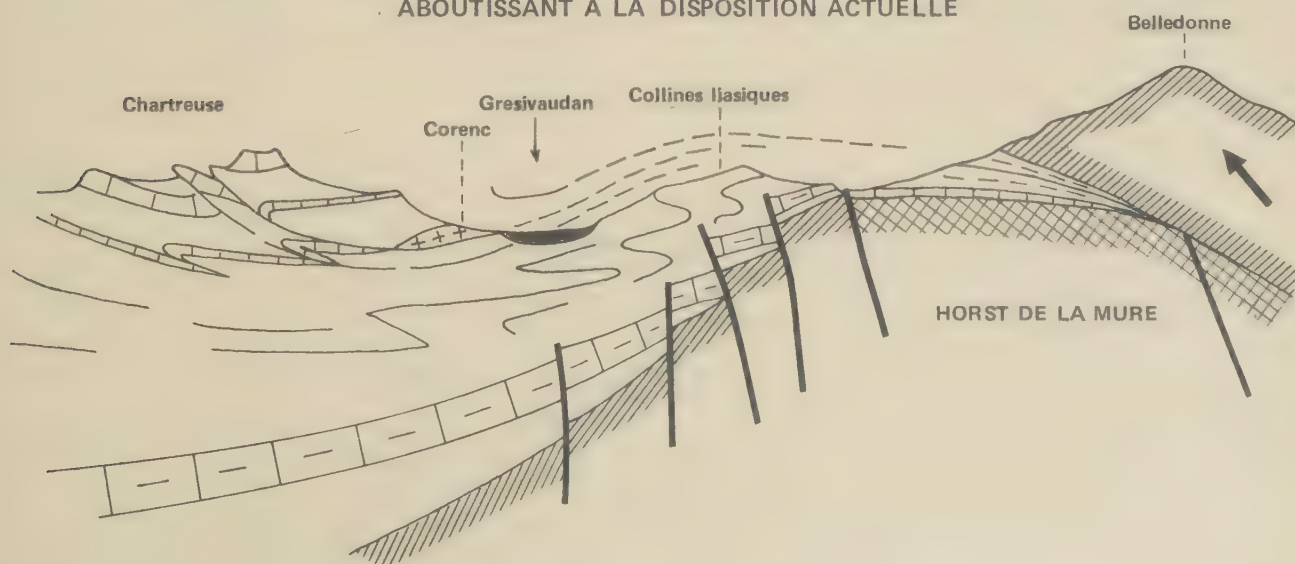


Fig. 14 — DIFFERENTES PHASES DE LA MISE EN PLACE DES CALCAIRES DE CORENC





Fig. 15

LOCALITES ET COUPES CITEES DANS LE CHAPITRE VII



1 a . Le Membre inférieur :

Au Dogger, on peut distinguer une région occidentale (Barcelonnette) où le faciès est comparable à celui du Bajocien d'Embrun. Dans la région orientale (pli de Terres-plaines) le Dogger calcaire est peu épais (80 m) et plus gréseux, avec des arrêts de sédimentation et une faune benthique (au moins localement). La partie inférieure (Membre inférieur) semble peu épaisse mais il n'y a pas de repère paléontologique en dessous de l'Oxfordien inférieur.

1 b . Le Membre supérieur est représenté dans le pli de Terres-Plaines par 200 m de marnes schisteuses bleu noir, montrant à la base et au sommet quelques bancs isolés de calcaire argileux noir. Il est important de constater qu'il n'y a pas de niveaux grossiers dans la série de Terres-Plaines. Dans la série de Barcelonnette, au contraire, dont l'épaisseur est indéterminée, J.PLAN a mis en évidence des niveaux de slumpings, avec traces de courants sous-marins, et des niveaux bréchiques grossiers qui, d'après sa description, correspondraient tout à fait aux conglomérats de l'Estagnit (seuil de St Julien entre Embrun et Gap). Rappelons que les conglomérats de l'Estagnit sont du Bathonien inférieur ; j'aurais personnellement tendance à attribuer à ces niveaux un certain caractère de flysch atypiques contemporains de mouvements du fond sous-marin. Il serait évidemment très important de dater avec certitude ces niveaux, qui, s'ils sont oxfordiens comme l'écrit J.PLAN, peuvent fournir la clef des séries à plaquettes de l'Oxfordien de la région d'Embrun, Gap et Barcelonnette.

2 - La couverture de l'Argentera :

Elle a fait l'objet d'études très complètes par C.STURANI (1962 - 1964). Cet auteur a daté avec précision l'apparition des microbrèches à patine rouille qui semblent correspondre, à la fois par le faciès et par la position stratigraphique, aux plaquettes supérieures du sillon de Gap. Il a découvert en effet, au col de Pouriac, à la base des microbrèches :

Euaspidoceras perarmatum (Sow.)

Sowerbyceras gr. tortisulcatum (d'Orb.)

Peltoceras transversarium (Quenst.)

Taramelliceras sp.

Perisphinctes sp.

qui caractérisent l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium).



On peut remarquer que C.STURANI ne signale pas d'éléments vraiment grossiers dans la formation des Terres Noires, ce qui tend à confirmer mon opinion sur l'âge Bathonien des niveaux bréchiqes de Barcelonnette.

Cette brève incursion dans le domaine sud-oriental que je n'ai parcouru qu'épisodiquement, en particulier sous la conduite de Mme Y.GUBLER, nous a permis de constater :

. l'existence des séries à intercalations détritiques grossières dans la fenêtre de Barcelonnette, intercalations qui semblent assez comparables à celles d'Embrun, mais avec doute quant à leur âge,

. l'extension jusqu'au Massif de l'Argentera, des plaquettes microbréchiqes à patine rouille de l'Oxfordien moyen, ce qui tendrait à repousser les brèches de Barcelonnette dans le Membre inférieur. Remarquons cependant que le massif de l'Argentera ne paraît avoir joué aucun rôle particulier dans la sédimentation des Terres Noires.

B - LES TERRES NOIRES DU BORD SUBALPIN ENTRE LUS-LA-CROIX-HAUTE ET CHAMBERY -

Le "bord subalpin" est la grande cuesta de terrains jurassiques supérieurs et crétacés qui dominant à l'Ouest la dépression creusée dans les niveaux tendres du Jurassique inférieur et moyen, tout autour des massifs cristallins externes, du Pelvoux à l'extrémité Nord de Belledonne. Les conditions d'affleurement des Terres Noires y sont beaucoup moins favorables que dans les massifs subalpins méridionaux, en raison d'un recouvrement glaciaire épais et d'une couverture végétale beaucoup plus développée. Ce sont les torrents, ainsi que les travaux routiers, qui y fournissent les meilleures coupes.

1 - LE TRIEVES -

1.a - Coupe de St-Michel-les-Portes (Isère) -

La profonde dépression du Trièves est entaillée de ravins permettant une étude très complète, sinon aisée, des Terres Noires du bord subalpin.

Les calcaires lités du Bajocien affleurent dans les gorges du pont de Brion sur la route D.34, P.LORY (1913) y signale Parkinsonia sp.

1.b - Membre inférieur -

La série débute par une épaisse assise à plaquettes assez comparable à celle du Membre inférieur du Rocher de Hongrie, près de Sisteron.

. Une assise plus argileuse, très épaisse, vient ensuite. Sa moitié inférieure renferme des marnes noires indurées à posydomies, avec quelques bancs de calcaires marneux noduleux. Sa moitié supérieure se

termine par des niveaux noduleux peu fossilifères ayant cependant livré une faune d'Ammonites en mauvais état à "affinités bathoniennes",

. au-dessus viennent environ 200 m de calcaires en plaquettes avec quelques gros bancs de marno-calcaires très durs, bio-détritiques (ce qui les différencie des calcaires compacts plutôt marneux de l'assise sous-jacente). On peut considérer, malheureusement sans preuve paléontologique que cette assise correspond au Niveau repère médiant de la région précédemment étudiée (Die-Laragne). Il en présente en tout cas tous les caractères faciologiques et la même position dans l'échelle lithostratigraphique.

1 c . Membre supérieur

Au-dessus des plaquettes précédents, viennent 100 m de marnes schisteuses tendres qui rappellent beaucoup les "marnes intermédiaires" de la région de Die-Laragne.

Une deuxième série de plaquettes comportant des bancs marno-calcaires surmonte ces marnes. Au-dessus du Collet de Mens, P.LORY (1913) cite :

Stepheoceras coronatum

Perisphinctes

Reineckia greppini Opp.

du Callovien moyen. Il s'agit donc bien d'un équivalent des "plaquettes calloviennes" d'Aspremont, au Nord de Laragne.

La partie supérieure de la série comprend 200 m de marnes tendres à débit "en paillettes" avec des lits de nodules à patine verdâtre qui terminent la série des Terres Noires. Il n'y a pas de "plaquettes détritiques argoviennes" comme dans le bassin de Gap. Ces niveaux ont été datés en plusieurs points de l'Oxfordien moyen, mais la coupe elle-même est azoïque.

1 d . Conclusion sur les Terres Noires du Trièves

Cette série présente une forte analogie avec celle du bassin Die-Laragne. Il existe donc une très grande probabilité pour un passage continu des Terres Noires du Bord subalpin du Trièves aux Terres Noires de la vallée de la Drôme et de l'anticlinorium d'Aspremont..

2 - Les Terres Noires de la bordure du Grésivaudan

Les affleurements y sont rares et discontinus, la tectonique est très intense. On peut néanmoins re-situer les assises affleurantes avec une certaine précision.



2 a . Coupe du Collet de Mens :

Il s'agit d'une coupe située au Sud dans l'axe du "Dôme de la Mure" où, comme on le sait, le Lias est très réduit et présente des faciès carbonatés témoignant d'une forte agitation du milieu de sédimentation. (LORY 1905, SARROT-REYNAULT 1960).

Le Dogger s'y présente sous un faciès plus carbonaté que dans la coupe de St-Michel-les-Portes et il est à peu près certain que le Membre inférieur est réduit ou absent. Le Membre supérieur des Terres Noires dont la base est représentée par les plaquettes calloviennes datées par P.LORY (1913), reposerait sur le Dogger carbonaté.

En effet, ces plaquettes affleurent presque immédiatement au-dessus du Dogger carbonaté dont elles sont cependant séparées par une faible lacune d'affleurement. Si l'on écarte l'éventualité peu probable d'une réduction d'origine purement tectonique, cette coupe du Collet de Mens présenterait de fortes analogies avec celle de Barcillonnette.

2 b . Coupe de la vallée de la Souloise :

Sur la route de la rive droite de la Souloise en face du village de la Posterle le Membre supérieur affleure sous les calcaires marneux argoviens. Il s'agit d'une assise de plaquettes à patine rousse très détritique qui paraît correspondre aux plaquettes argoviennes de Gap et Barcillonnette. Sous ces plaquettes affleurent des marnes à nodules correspondant aux marnes à nodules blonds et qui ont été datées, non loin de là au Monestier d'Ambel et à St-Michel-les-Portes, de l'Oxfordien inférieur.

Quenstedticeras lamberti

Sowerbyceras tortisulcatum

Hecticoceras sp.

Peltoceras cf. athleta

(M.COLLIGNON, 1943).

2 c . Coupe de Corenc (fig.14)

A Corenc, dans l'anticlinal du col de Porte, au-dessus de Grenoble apparaissent des calcaires bioclastiques autrefois exploités en carrières, qui ont livré :

Parkinsonia parkinsoni (Sow.)

Perisphinctes arbustigerus

Stephanoceras humphresianum

, caractérisant ainsi le Bajocien moyen à supérieur (M. GIGNOUX & L.MORET).



Ces calcaires se terminent par un hard-ground sur le chemin dit de Malanot (Corenc) au lieu-dit La Béatière⁽¹⁾, sur lequel reposent des marnes appartenant très vraisemblablement au Membre supérieur. Les plaquettes qui envahissent la série immédiatement au-dessus correspondent aux "plaquettes calloviennes" bien qu'à notre connaissance on n'y ait pas trouvé de fossiles caractéristiques.

La lacune quasi-totale du Membre inférieur est donc très probable à Corenc. A mon avis, cette série pourrait être largement décollée du prolongement vers le Nord du "Dôme de la Mure". Sa position par rapport aux collines liasiques et au Dogger épais qui bordent la chaîne de Belledonne est ambiguë. Il semble maintenant établi que ces "collines liasiques"⁽²⁾ sont autochtones et pour que notre hypothèse soit exacte, il faut que l'unité de Corenc soit passée par dessus, dans un mouvement vers l'extérieur de la chaîne qui aurait précédé la surrection du rameau interne de Belledonne. Un certain nombre d'arguments indirects, en l'absence de preuves précises, militent en faveur de cette hypothèse, déjà exprimée par M. GIGNOUX & L. MORET. La continuité des phénomènes de réduction sur l'axe du dôme de la Mure, de Cognet, au sud, à Faux-Laurent, au Nord de la Romanche, constitue un de ces arguments. En effet, nous avons toujours constaté dans le bassin rhodanien qu'à un Lias réduit correspondait un Dogger également aminci (et en général enrichi en carbonates) et une importante réduction, voire une lacune du Membre inférieur des Terres Noires. Le fait de ne pas observer de Dogger ou de Terres Noires en place à Faux-Laurent, par exemple, peut s'expliquer par le décollement que nous invoquons, décollement qui aurait pu être facilité par l'existence des marnes du Lias supérieur. Le prolongement vers le Sud des calcaires de Corenc aurait été enlevé par l'érosion dans toute la grande dépression s'étendant de Corenc au rebord Nord du Dévoluy, où l'on retrouve des séries relativement réduites (Collet de Mens). Selon cette hypothèse, la structure de la région avant la surrection de Belledonne aurait présenté de sérieuses analogies avec la structure actuelle de la région située entre Laragne et Remollon (Hautes Alpes). En outre, cette hypothèse est en accord avec les conclusions des études de B. PORTHAULT (1968) qui admet un déplacement tangentiel vers l'Ouest du Crétacé supérieur de la partie orientale des massifs du Vercors et de la Chartreuse.

(1) Renseignements fournis par J. FLANDRIN

(2) Renseignements fournis par J. DEBELMAS

L'hypothèse contraire d'un horst autochtone isolé au milieu des Terres Noires me paraît peu vraisemblable, à moins qu'un tel horst puisse être relié à la dorsale de la Mure, ce qui semble exclu par la présence des épaisses séries affleurant dans les collines liasiques.

3 - Conclusions sur la bordure du Grésivaudan :

Les variations de faciès observées plus au Sud entre Laragne et Barcillonnette, correspondent aux variations enregistrées entre la coupe de St-Michel-les-Portes et celle de Corenc. Depuis que les épaisses séries du Jurassique inférieur et moyen affleurant sur le versant ouest du Dôme de la Mure sont considérées comme autochtones, à la suite des travaux de SARROT-REYNAULT, APRAHAMIAN, RICHE et al. , on comprend mieux cette correspondance frappante. Le rebord est du Vercors appartient au Bassin Die-Laragne (domaine vocontien) alors que la bordure du Dévoluy appartient plutôt à la Dorsale dauphinoise : le Dévoluy semble partiellement "ancré" sur son substratum paléozoïque et cristallin.

C - LES TERRES NOIRES DU COULOIR RHODANIE ET DE LA PROVINCE SEPTENTRIONALE

Les sondages effectués dans le Couloir rhodanien ont permis d'acquérir une bonne connaissance de la formation des Terres Noires dans une région où elles n'affleurent pratiquement jamais. Ayant personnellement participé à l'étude de la plupart des sondages du Sud-Est, j'ai pu comparer les données de sub-surface à celles obtenues sur le terrain dans la région centrale de mon étude.

C'est surtout sur le plan de l'étude géochimique que les résultats ont été les plus nombreux, dans la mesure où ces techniques ont permis de franchir un nouveau pas dans la connaissance de ces séries azoïques, souvent dépourvues de repères lithologiques et soumises enfin à une diagénèse parfois très poussée.

Sur le plan stratigraphique, l'examen des Terres Noires traversées par quelques sondages disposés le long du Couloir rhodanien et en Provence permettra de mieux comprendre les variations de faciès constatées dans la région centrale "vocontienne". C'est uniquement dans ce but que je traiterai ici de ces sondages, sans vouloir présenter une synthèse stratigraphique exhaustive des Terres Noires de l'ensemble du bassin rhodanien. Cette brève description constituera aussi le cadre indispensable de l'étude géochimique qui dépasse nettement les limites de la partie centrale du bassin.

1 - Le Passage de la zone dauphinoise à la zone de plateforme jurassienne du Bas-Dauphiné (fig.16)

1 a . Sondage de Beauregard-Baret -BB.1- (Drôme)

Ce sondage, implanté au coeur de l'anticlinal de Beauregard - Baret, qui constitue la retombée occidentale du Vercors, a traversé un accident tangentiel indiquant la nature chevauchante de l'anticlinal de surface. Le Niveau repère médian a été retrouvé sous un faciès comparable à celui d'Aurel.

1 b . Le sondage de Montoison 1 -BMt.1- (Drôme)

Ce sondage implanté en dehors de la zone la plus subsidente a rencontré une série jurassique épaisse de 1650m (*) environ dont 600m de Terres Noires.

. le Membre inférieur est représenté par une alternance calcaréo-marneuse devenant plus argileuse vers le haut. Le Niveau repère médian doit correspondre aux bancs plus carbonatés de la cote 2923m, ce qui donne une épaisseur de l'ordre de 270m pour le Membre inférieur.

. le Membre supérieur : son épaisseur est de 250m. Il comprend dans la partie supérieure de nombreux petits bancs indurés qui sont très certainement l'équivalent des "plaquettes calloviennes" d'Aurel.

1 c . Les sondages de St-Lattier -SL.1-SL.2- (Isère)

Ces sondages ont été implantés sur une structure visible en surface dans la molasse tertiaire.

.Membre inférieur : il comprendrait essentiellement les marnes noires du Dogger reposant sur un Lias réduit de type plateforme (pas de Lias supérieur argileux). L'épaisseur est d'environ 480m à SL.2.

.Membre supérieur : les "plaquettes calloviennes" et probablement le Niveau repère forment un intervalle plus calcaire d'environ 60m d'épaisseur. Ils sont surmontés par des marnes qui représentent les marnes stériles et les marnes à nodules d'Aurel. Enfin, le passage aux faciès calcaires de l'Oxfordien supérieur (Argovien calcaire) est brutal comme dans tout le Bassin rhodanien. J'ai déjà signalé l'importance de ce phénomène que j'aurais tendance à relier à un ennoyage des derniers reliefs alpins.

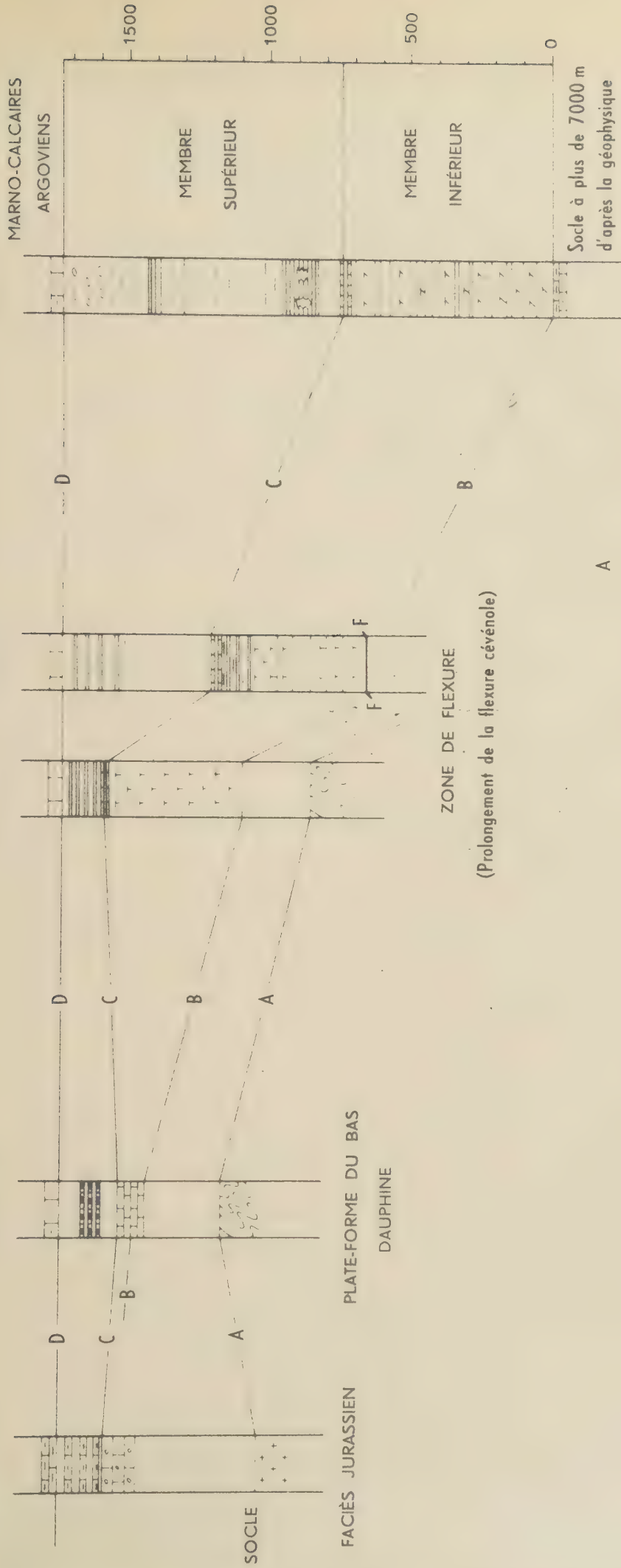
Les sondages de St-Lattier et Montoison montrent la réduction d'épaisseur affectant les Terres Noires sur la paléoflexure de la plateforme jurassienne du Bas-Dauphiné. Cette réduction va s'accroître très progressivement sur la plateforme elle-même.

(*) Dans la mesure du possible, les épaisseurs des formations données d'après les forages ont été corrigées en fonction du pendage.

N

S

BIZONNES 1 FARAMANS 1 SI-LATIER 1 BEAUREGARD BARET 1



- Bancs marno-calcaires et marnes
- Marnes dolomitiques
- Plaquettes calcaires avec biohermes à spongiaires
- Marnes à nodules
- Calcaires
- Calcaires oolithiques

FOSSE DAUPHINOISE
(BASSIN DE DIE - LARAGNE)

VARIATIONS D'ÉPAISSEUR DES TERRES NOIRES D'AUREL AU JURA MÉRIDIONAL



1 d . Le sondage de Faramans 1 (Isère)

L'ensemble de la formation ne fait plus que 400m, la répartition des faciès étant comparable à celle de St-Lattier.

1 e . Le sondage de Bizonnes 1 (Isère)

Le Dogger est marno-gréseux à sa partie inférieure, entièrement carbonaté et oolithique à sa partie supérieure. Le Membre supérieur ne dépasserait pas 50m d'épaisseur : nous sommes en plein faciès jurassien.

2 - Le passage des faciès dauphinois de Condorcet et Buis-les-Baronnies à la bordure du Massif Central (fig.17 A & B)

2 a . Le sondage de Marsanne 1 -DMA.1 - SNPA - (Drôme)

. Membre inférieur : il est très comparable à celui de Buis-les-Baronnies. Il existe une série de plaquettes épaisses de 703m surmontée d'un intervalle argileux de 94m. Des bancs calcaires plus épais représentent très probablement le Niveau repère.

. Membre supérieur : il est épais d'environ 320m, le passage à l'Oxfordien (marnes à nodules blonds) est bien marqué par une microfaune caractéristique à Epistomina mosquensis et des moules internes de Gastéropodes costulés (M.MAILLARD).

La réduction est notable par rapport à Aurel ou Condorcet pour le Membre supérieur.

2 b . Le sondage de Valvignères - DVal.1 - SNPA - (Ardèche)

Ce sondage est situé plus près du Massif Central.

. Membre inférieur : il est épais de 420m environ. Il comporte une série de calcaires et de marnes, épaisse de 350m (englobant le Bajocien) suivie par les marnes noires du "Bathonien" (70m).

. Membre supérieur : 310m. On peut reconnaître les marnes stériles (230m environ) ayant livré Protoglobigerina cf. rubra à leur base, puis les marnes à nodules (80 m).

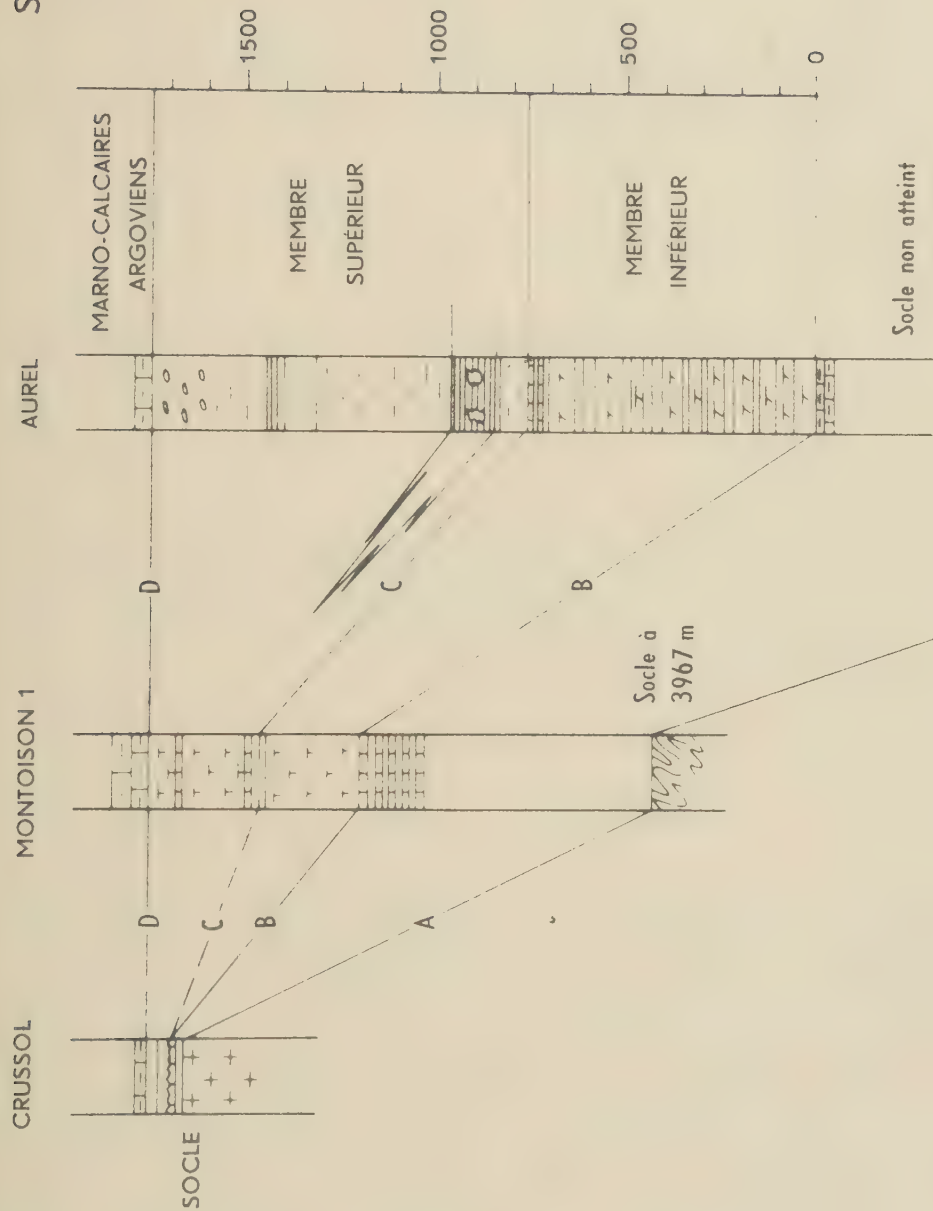
Il n'y a pas réduction notable du Membre supérieur entre Marsanne et Valvignères. Par contre, une certaine réduction apparaît au niveau du Membre inférieur.

2 c . Sondage de Villeneuve de Berg - DVB.1 - SNPA - (Ardèche)

Ce sondage a traversé les Terres Noires sur un peu plus de 400m, ce qui représente une réduction notable par rapport à Valvignères (730m), cette réduction pourrait néanmoins être en partie tectonique, ce qui en réduirait la signification.

. Membre inférieur : très comparable à celui de Valvignères, comportant à la base des marnes calcaires et des calcaires argileux micro-graveleux, et à sa partie supérieure des marnes noires à filaments, épaisse d'environ 100 m.

N-W S-E



VARIATIONS D'ÉPAISSEUR DES TERRES NOIRES
D'AUREL AU MASSIF CENTRAL (Crussol)

0 10 25 km

VILLENEUVE.

S-E

N-E

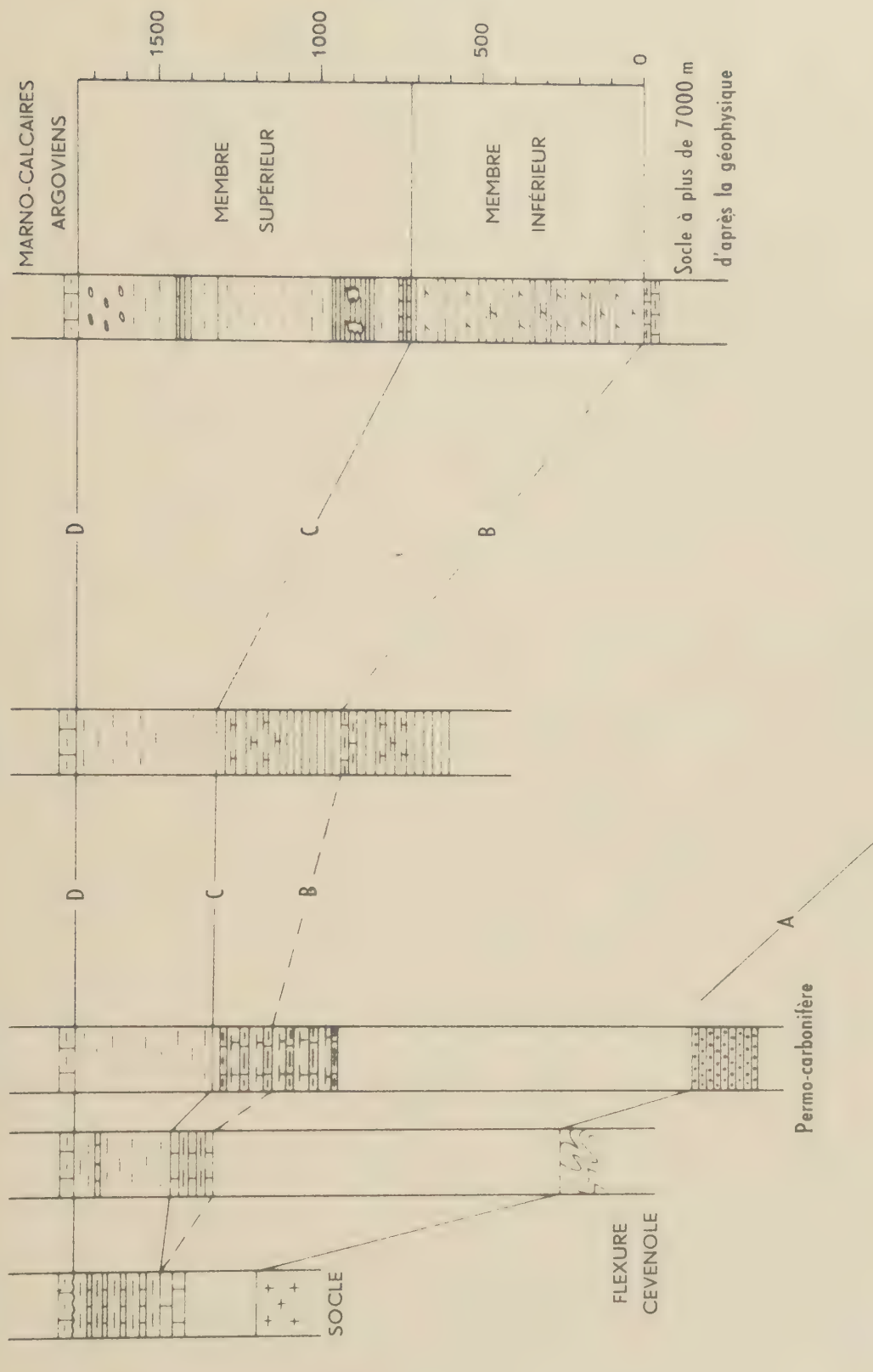
Région
D'AUBENAS

D'AUBENAS

VALVINIÈRES 1

MARSANNE 1

AUREL



VARIATIONS D'ÉPAISSEUR DES TERRES NOIRES

D'AUREL A LA RÉGION D'AUBENAS

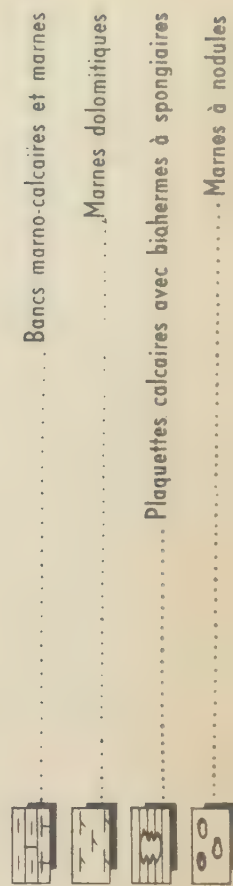
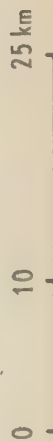


Fig. 17 B

. Membre supérieur : les "plaquettes calloviennes" et le Niveau repère ne peuvent être dissociés (130m environ); ils sont surmontés par des marnes (équivalent aux marnes à nodules) dont l'épaisseur atteint 73 m.

2 d . La bordure ardéchoise

Cette zone avait fait l'objet d'une synthèse posthume de F.ROMAN (1950). La SNPA y a poursuivi des études de terrain et de laboratoire ayant abouti aux rapports malheureusement inédits de G.COLO et F.DELCEY (1958) puis J.DESOIGNIES et F.DELCEY-LEDUC (1960). La synthèse la plus récente est celle de S.ELMI (1967) qui dans sa thèse, donne une description très précise des variations de faciès et d'épaisseur de la série allant du Bajocien au Callovien supérieur. A une réduction générale en direction de l'Ouest, se surimposent des réductions locales dues à la persistance de directions transverses, surtout actives au cours du Lias et du Dogger.

J.C.SAMAMA (1967) a mis en évidence des mouvements à la fin du Bajocien, se traduisant par des brèches synsédimentaires dans la région de Flaviac. Ces faits renforcent encore l'hypothèse d'une certaine similitude entre la Dorsale dauphinoise et la bordure du Massif Central au moment du dépôt du Membre inférieur.

A partir du Callovien, comme l'indique S.ELMI, les conditions deviennent homogènes sur toute la bordure occidentale et le rivage de la mer alpine est reporté plus à l'Ouest. Cet approfondissement généralisé a aussi son équivalent dans la région que nous avons étudiée.

3 - Le passage aux faciès réduits de la Camargue (fig.19)

3 a . Sondage Les Angles 1 -Man. 1 (Vaucluse)

Ce sondage a été effectué par la SNPA en 1968, sur une structure profonde décelée par la géophysique, à proximité d'Avignon.

. Membre inférieur : comme à Marsanne 1 ou à Buis-les-Baronnies on ne peut fixer une limite inférieure évidente à la formation. Le Membre inférieur est en effet représenté par une épaisse assise de plaquettes calcaires englobant le Bathonien et le Bajocien. Les carottes ont fourni une macrofaune (dét. R. MOUTERDE).

Phylloceras viator

Lytoceras tripartitum

Garantiana sp.

← N

— SW →

SE →

SAINTES MARIES

BUIS LES BARONNIES

LA JASSETTE 1
(Projeté)

LES ANGLES 1

MARNO

CALCAIRES
ARGOVIENS

MEMBRE

SUPERIEUR

MEMBRE

INFERIEUR

C

B

B

A

A

Bancs marno-calcaires et marnes

Marnes dolomitiques

Plaquettes calcaires avec biohermes à spongiaires

Marnes à nodules

Dolomies

VARIATIONS DE FACIES ET D'EPaisseur

DES TERRES NOIRES

DE BUIS LES BARONNIES A SAINTES MARIES DE LA MER

0 10 25 km

Fig. 19

L'épaisseur totale de cet ensemble calcaréo-argileux, très comparable à celui du Buis, est d'environ 1500m. Le niveau repère correspondrait à la zone comprise entre 2570 et 2750m, qui comporte des dolomies argileuses.

Les marnes intermédiaires et les "bancs gris" du Callovien moyen correspondraient aux marnes à chlorite de l'intervalle 2525-2570m et aux niveaux calcaires sus-jacents.

. Membre supérieur : Il serait épais d'environ 400 m, ce qui correspond à une réduction sérieuse par rapport à Buis-les-Baronnies.

3 b . Sondage "La Jassette 1 et 1 bis" (Gard)

Ce sondage a traversé une série très comparable à celle des Angles. Le Membre inférieur atteint 992m d'épaisseur ; le Membre supérieur 540m.

3 c . Sondage Istres 101 (Bouches-du-Rhône)

Ce sondage a traversé la formation sous un faciès et avec une épaisseur comparable à celle du sondage Angles 1.

. Membre inférieur (1180m environ) : le Bajocien (non daté paléontologiquement) serait représenté par 500 m de marnes et marno-calcaires (3701-4218m).

Au-dessus, une épaisse assise plus argileuse (3022 - 3701m) serait bathonienne (679m).

. Membre supérieur : serait épais de 350m environ.

3 d . Stes-Maries-de-la-Mer 102 (Bouches-du-Rhône)

Ce sondage a traversé une série jurassique présentant des faciès en général plus carbonatés que dans la partie centrale du bassin.

Le Membre inférieur est représenté par des calcaires et dolomies compacts à microfilaments, épais d'environ 450m.

Ces calcaires passent ensuite à des dolomies cristallines vacuolaires qui montent jusque dans le Kimméridgien. Il y a probablement lacune des termes argileux du Callovien et de l'Oxfordien, comme dans la Provence méridionale. L'absence totale de repère paléontologique ne permet cependant pas de confirmer cette hypothèse.

Quoiqu'il en soit, le sondage Stes-Maries 102 montre un changement total de faciès, et en particulier la disparition du faciès Terres Noires sur un horst. Le horst des Saintes Maries est séparé du bloc provençal par le fossé d'Istres et de la bordure du Massif Central par une zone subsidente, celle qui s'étend sous le Languedoc (GOTTIS, 1957).

4 - Le passage des faciès Dauphinois de l'anticlinorium de Laragne aux faciès de la plateforme provençale centrale.
(fig.18)

4 a . Le sondage Montagne de Lure 1 (Basses-Alpes)

Ce sondage a été implanté dans une combe de marnes valanginiennes, immédiatement au Sud du front du grand chevauchement Montagne de Lure - Mont Ventoux. On sait que ce chevauchement vers le Nord de l'ensemble Ventoux - Lure, limite au Sud les faciès vocontiens du Crétacé. Il s'agit donc d'un trait structural d'une très grande importance.

. Membre inférieur : au-dessus de calcaires marneux bleu-noir compacts, très semblables à ceux de la coupe d'Eyguians, donc probablement bajociens, vient une épaisse (1350m) assise argileuse très comparable au Membre inférieur de la coupe d'Eyguians.

Le Niveau repère est redoublé par un accident tangentiel, qui correspond à l'accident frontal de la Montagne de Lure.

. Membre supérieur : après les "marnes intermédiaires" (110m) on retrouve les calcaires à "bancs gris" du Callovien de la coupe de Valavoire, qui sont l'équivalent pour la partie sud du bassin des "plquettes calloviennes" de la partie nord (200m). Viennent ensuite :

- les marnes stériles (280m) et
- les marnes à nodules de l'Oxfordien (450m environ).

En conclusion, la série recoupée par le sondage "Montagne de Lure 1" présente donc de grandes analogies avec la coupe d'Eyguians, située plus au Nord.

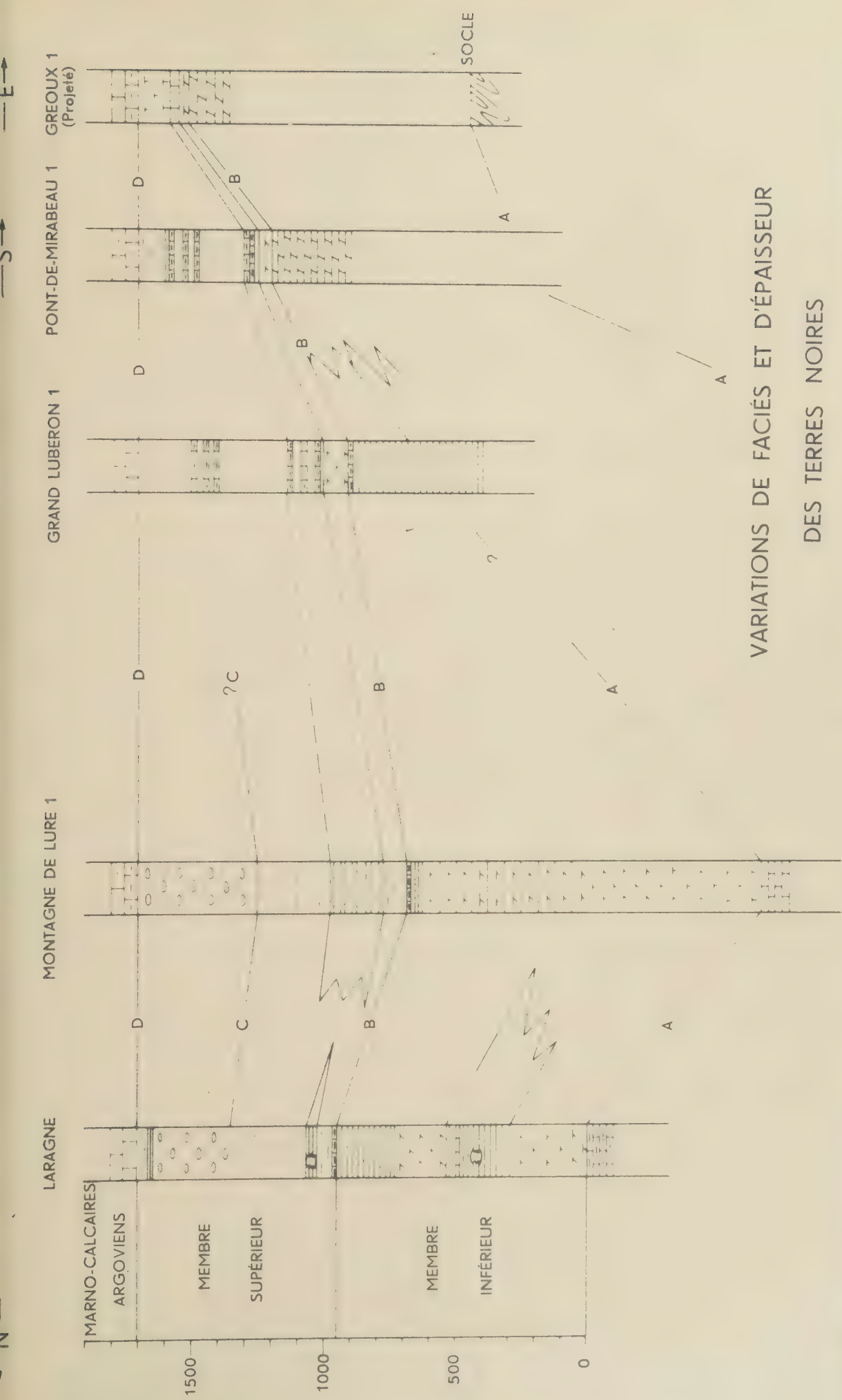
4 b . Le sondage Grand Luberon 1 (Vaucluse)

Implanté sur l'anticlinal de surface du Luberon, ce sondage a traversé les Terres Noires sur toute leur épaisseur.

. Membre inférieur : la limite du Membre inférieur au-dessus du Lias marneux est imprécise, une partie des niveaux marno-calcaires appartenant au Toarcien ainsi que l'indique la macrofaune fournie par la carotte 10 à 4300m de profondeur. La réduction du Dogger est peut-être tectonique.

Le Niveau repère correspond vraisemblablement à la zone plus calcaire recoupée entre 3833 et 3975m.

. Le Membre supérieur (800m) est très argileux. On note la présence de marno-calcaires gris-noir qui constituent vraisemblablement l'équivalent des bancs gris de la coupe de Valavoire et du sondage Montagne de Lure 1. Les épaisseurs ne sont pas connues avec précision en raison des forts pendages et de la tectonique.



VARIATIONS DE FACIÉS ET D'ÉPAISSEUR
DES TERRES NOIRES
ENTRE LARAGNE ET LA PLATE-FORME PROVENÇALE

- Bancs marno-calcaires et marnes
- Marnes dolomitiques
- Plaquettes calcaires avec biohermes à spongiaires
- Marnes à nodules
- Dolomies

4 c . Le sondage de Pont de Mirabeau 1

Implanté sur un anticlinal de surface de la vallée de la Durance, ce sondage a traversé une série réduite proche des faciès provencaux.

. Le Membre inférieur est très réduit et le Dogger est dolomitique (100m environ).

. Le Membre supérieur est représenté par des assises argileuses d'environ 500 m d'épaisseur.

Les réductions constatées annoncent les lacunes qui caractérisent (TEMPIER 1967) les coupes des chaînons provencaux au Sud de la région étudiée. Cette région plus méridionale fait actuellement l'objet d'un travail de thèse de C.TEMPIER.

5 - CONCLUSION SUR LES VARIATIONS OBSERVEES EN SUBSURFACE -

Les Terres Noires sont composées de deux membres que les études stratigraphiques de terrain ont permis de séparer par un niveau repère pratiquement isochrone. D'autre part, le toit de la formation est lui aussi approximativement isochrone. Enfin, il existe quelques repères microfauniques (F.LEDUC et B.PRESTAT) dans le Membre supérieur (Epistomina mosquensis à la base de l'oxfordien en particulier). Ceci explique que l'on puisse tenter un début de synthèse à l'échelle de la partie non affleurante du bassin Die-Laragne. Ce dernier apparaît comme une vaste aire de subsidence assez uniforme, où les variations ne portent que sur l'existence, ou non, de plaquettes calcaires, bio-détritiques. Par contre, on ne peut manquer d'être frappé par la rapidité du passage aux faciès de plate-forme au moins pour le Membre inférieur. Les Terres Noires représentent donc typiquement une formation sédimentée pendant une période de distension donnant une tectonique de blocs. Ce qui ressort également des études de subsurfaces, c'est la permanence des zones de subsidence et également des zones de réduction pendant tout le Jurassique.

CHAPITRE VIII

- SYNTHESE DES DONNEES STRATIGRAPHIQUES -A - REPARTITION DES FACIES DANS LE BASSIN DE SEDIMENTATION -1 - Les faciès de bordure

Ces faciès ne correspondent pas au faciès Terres Noires proprement dit mais en sont les équivalents latéraux. Un aperçu de leur répartition est nécessaire pour la compréhension du phénomène sédimentaire à l'intérieur du bassin.

Les figures 20 et 21 donnent la répartition schématique et la nature de ces faciès d'après la littérature et les données de subsurface. Il s'agit essentiellement de calcaires bio-détritiques dont le matériel est dérivé des organismes vivant sur les hauts-fonds en eaux relativement agitées et oxygénées. Les courants brassent et remanient ce matériel comme en témoignent les stratifications entrecroisées fréquentes sur des zones peu subsidentes (Ile Crémieu). Les zones les plus profondes commencent à recevoir une sédimentation argileuse plus importante qui correspondent aux faciès à plaquettes. Quand les particules bio-détritiques se répandent dans le bassin, elles donnent naissance à un niveau de plaquette centimétrique, et la sédimentation argileuse normale, plus continue, constitue les intervalles argileux (LOMBARD, 1967).

2 - Les faciès à plaquettes calcaires des Terres Noires proprement dites (fig.20-21-22-23)

La répartition des faciès à plaquettes permet dans une certaine mesure de préciser l'origine des apports. Nous avons distingué :

2 a . les plaquettes du Membre inférieur et parmi celles-ci :

- . les plaquettes de la base des Terres Noires,
- . les plaquettes du milieu du Membre inférieur,
- . les plaquettes du Niveau repère médian.

2 b . les plaquettes du Membre supérieur qui comprennent :

- . les plaquettes "calloviennes",
- . les plaquettes "argoviennes".

Les plaquettes argoviennes représentent un cas particulier dans la mesure où elles comportent beaucoup de quartz et de muscovite détritique. Elles correspondent à l'arrivée dans la partie centrale du

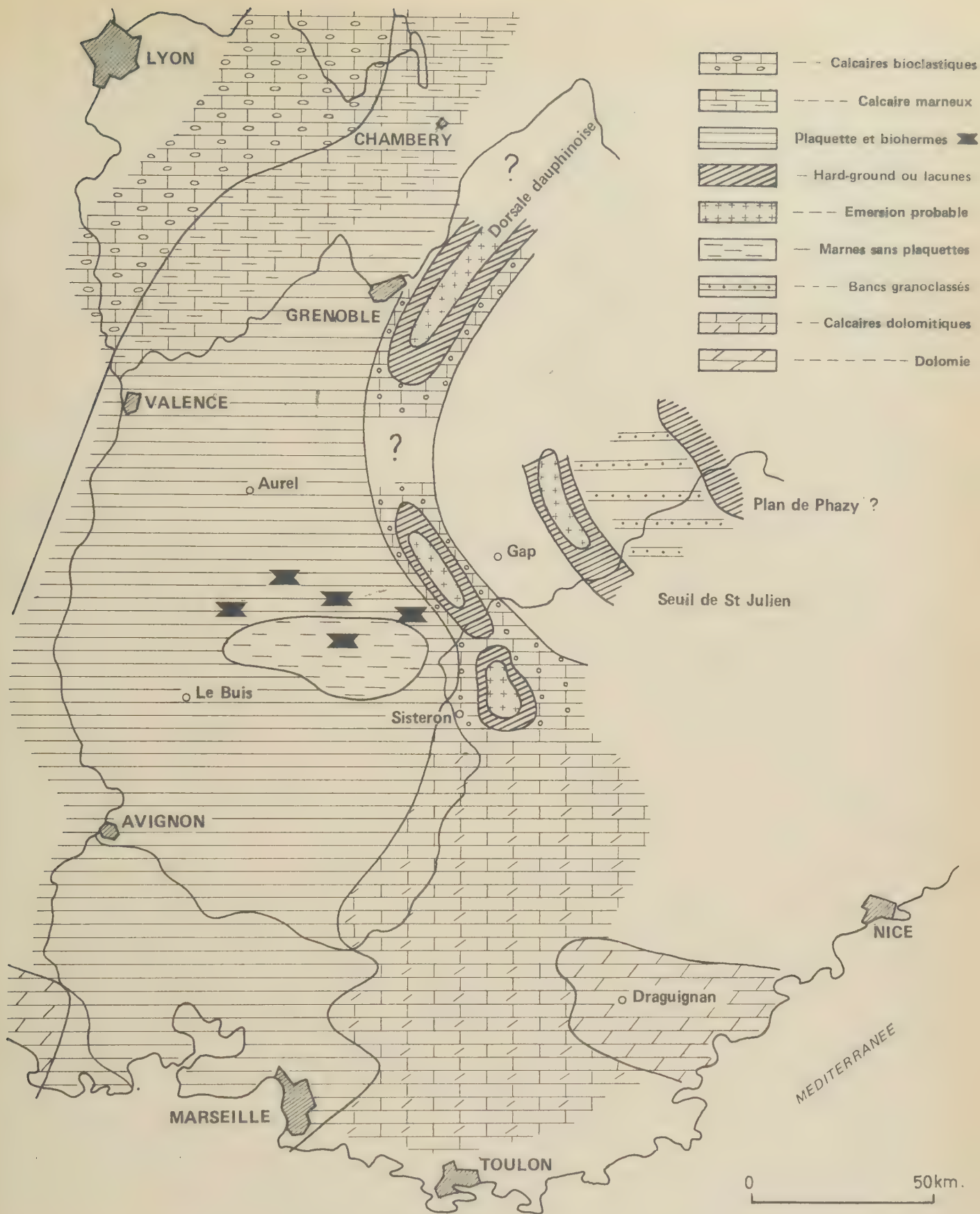


Fig. 20 REPARTITION SCHEMATIQUE DES FACIES AU MOMENT
DU DEPOT DU MEMBRE INFERIEUR

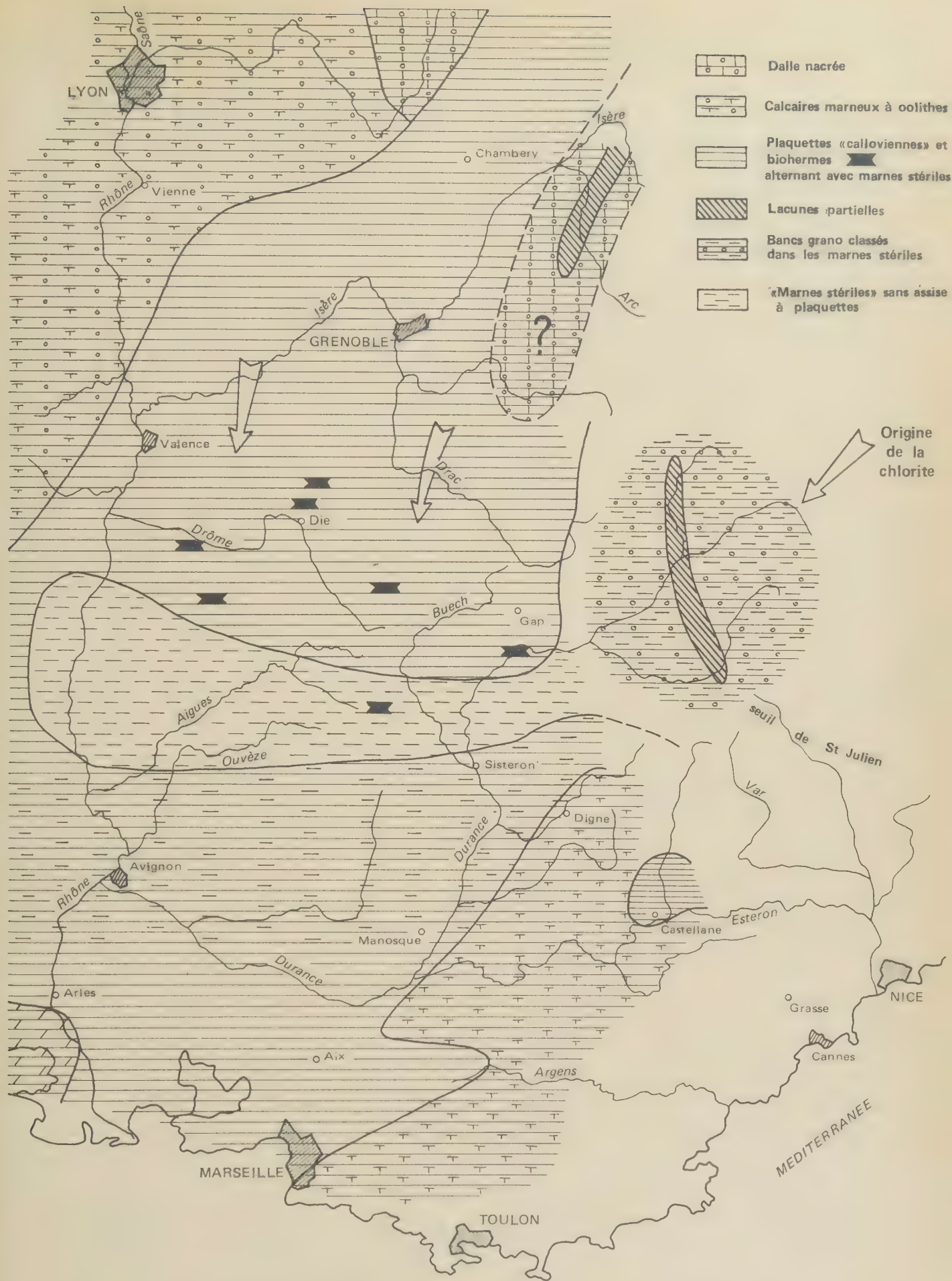


Fig. 21 - REPARTITION DES FACIES DANS LE BASSIN RHODANIEN AU CALLOVIEN

(Document partiellement utilisés : Rapports du «groupe de travail Sud-Est»

CEP - COPEFA - PREPA - SNPA)

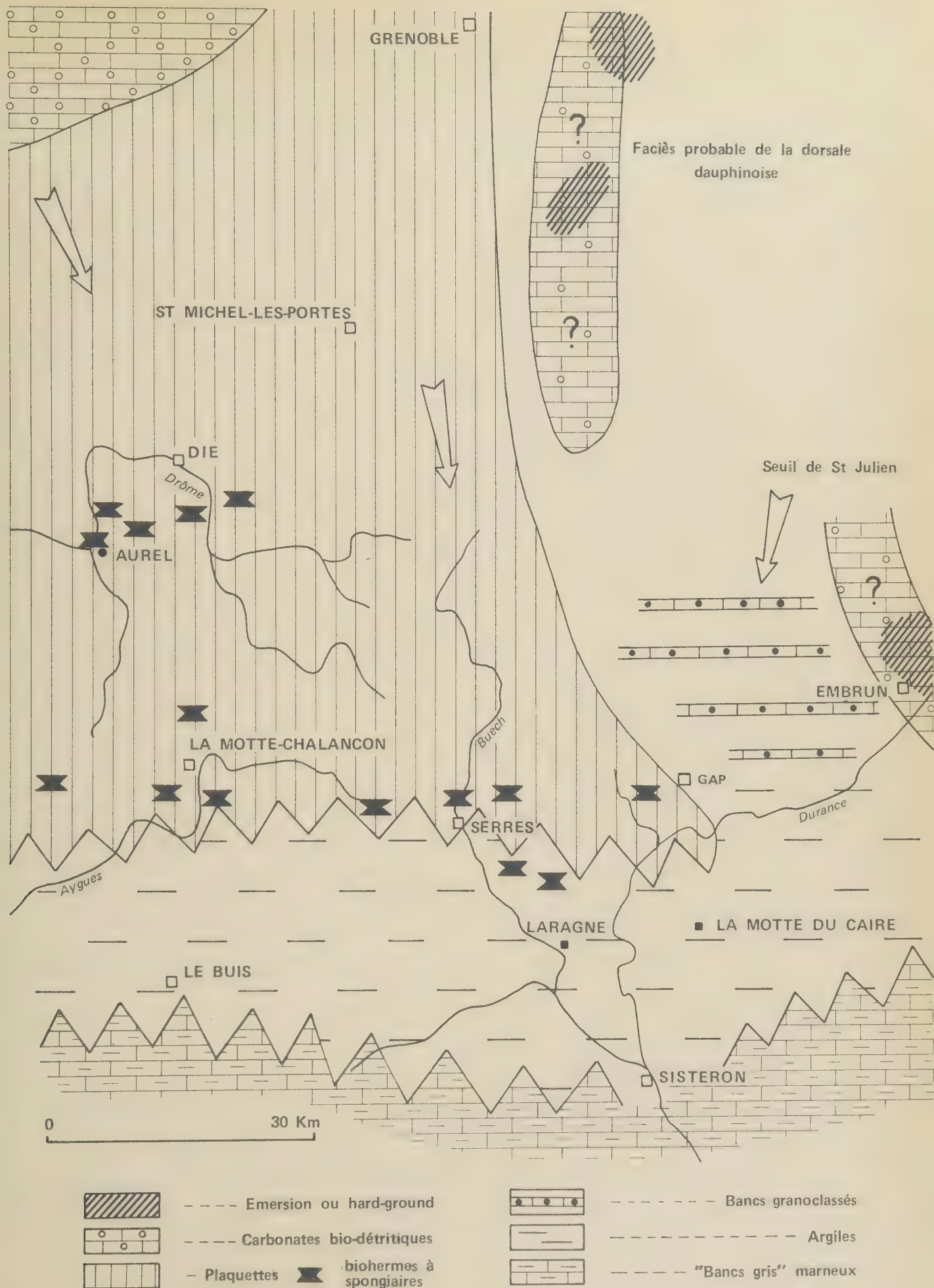


Fig. 22 _REPARTITION DES FACIES AU CALLOVIEN MOYEN ET SUPERIEUR
DANS LA ZONE PRINCIPALE D'ETUDE

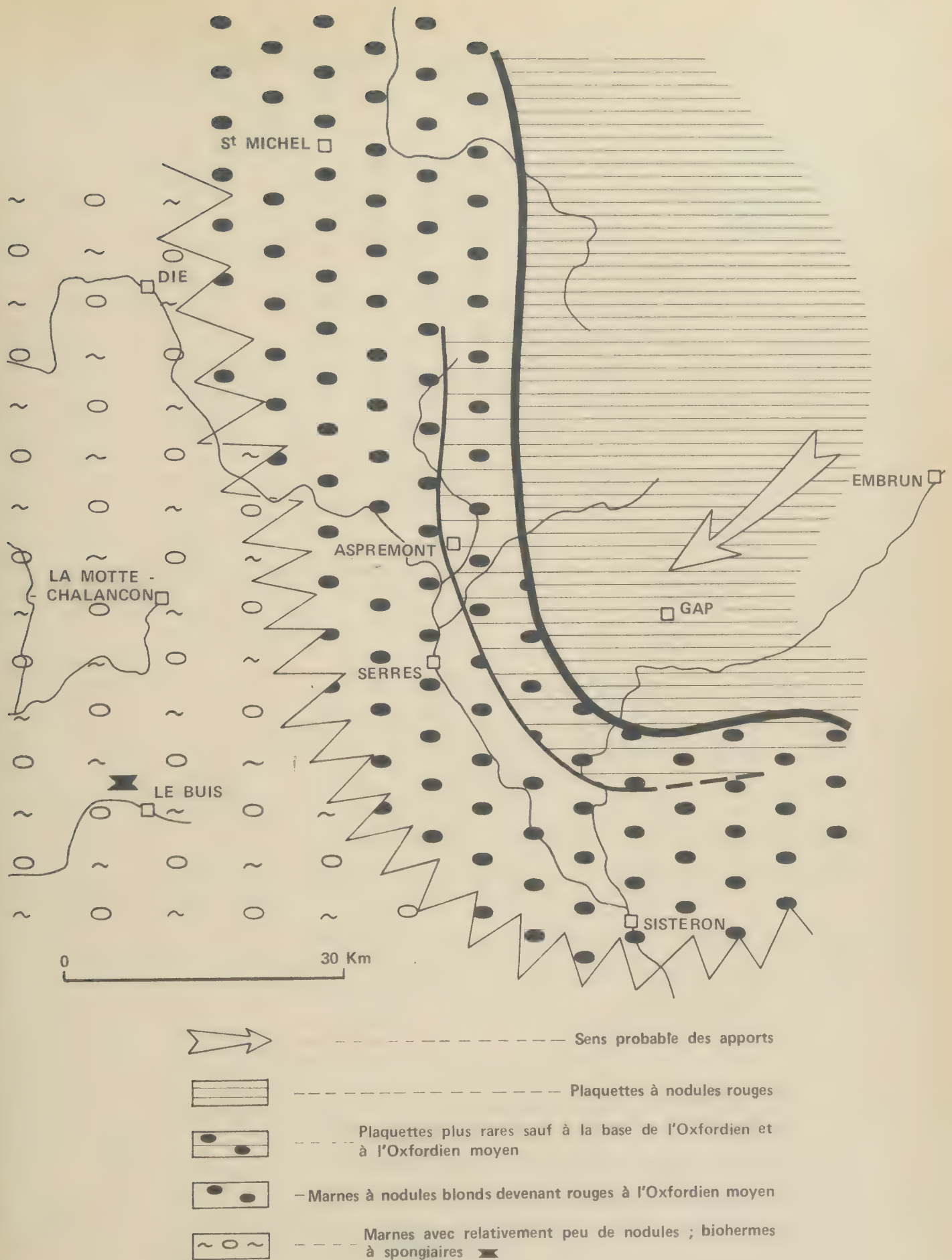


Fig. 23 - REPARTITION DES FACIES A L'OXFORDIEN INFERIEUR ET MOYEN (p. parte) DANS LA ZONE PRINCIPALE D'ETUDE

bassin des Terres Noires d'une fraction terrigène plus grossière, jusque-là retenue par des sillons subsidents proches des reliefs en voie de démantèlement.

Avec le faciès à plaquettes nous avons groupé les faciès à nodules qui leur correspondent souvent en s'éloignant de la zone d'apport. En sondage, il n'est généralement pas possible de distinguer les faciès à nodules.

2 c . Les biohermes à spongiaires (fig. 70-71-72)

La répartition de ces biohermes dépend de celle des séries de plaquettes dans lesquelles ils sont généralement inclus. Ils peuvent aussi être situés dans le prolongement des séries de plaquettes, là où elles ont déjà fait place aux argiles ou aux bancs noduleux.

3 - Les assises argileuses des Terres Noires :

Elles se sont formées dans les zones abritées des apports bio-détritiques, soit par un régime hydrodynamique particulier, soit par simple éloignement. La plus représentative de ces assises est constituée par les "marnes stériles" du Callovien dont l'épaisseur peut atteindre 700 m. La teneur en carbonates peut alors tomber à moins de 10 %.

4 - Les turbidités des Terres Noires :

J'ai interprété à la suite de PAIRIS (1965) comme résultant de courants de turbidité , le dépôt des bancs parfaitement granoclassés de la série d'Embrun. On ne les rencontre que dans ce bassin où il ne constituent d'ailleurs qu'une faible partie de la colonne sédimentaire.

L'existence de coulées boueuses et de bancs conglomératiques plaident en faveur de phénomènes de resédimentation relativement rapides dans ce même bassin.

Quant aux bancs à microslumpings décimétriques du bassin de Gap, ils résultent d'un processus de sédimentation intermédiaire entre celui des "turbidites" d'Embrun et celui des plaquettes du bassin de Die-Laragne.

B - RECONSTITUTION MORPHOSTRUCTURALE DU BASSIN DE SEDIMENTATION DES TERRES NOIRES (fig. 24 - 25 - 26 - 27)

L'établissement de cartes en isopaches est une entreprise ardue voire illusoire, en raison de la tectonique et des lacunes d'observation. Je donne cependant une carte en isopache de l'ensemble de Dogger carbonaté (fig 24), établie à partir de documents élaborés par les géologues du secteur Sud-Est de la SNPA (en particulier MM. B.STOJCIC, M.EYSSAUTIER, J.GUIGNARD) et modifiés par moi-même sur certains points.

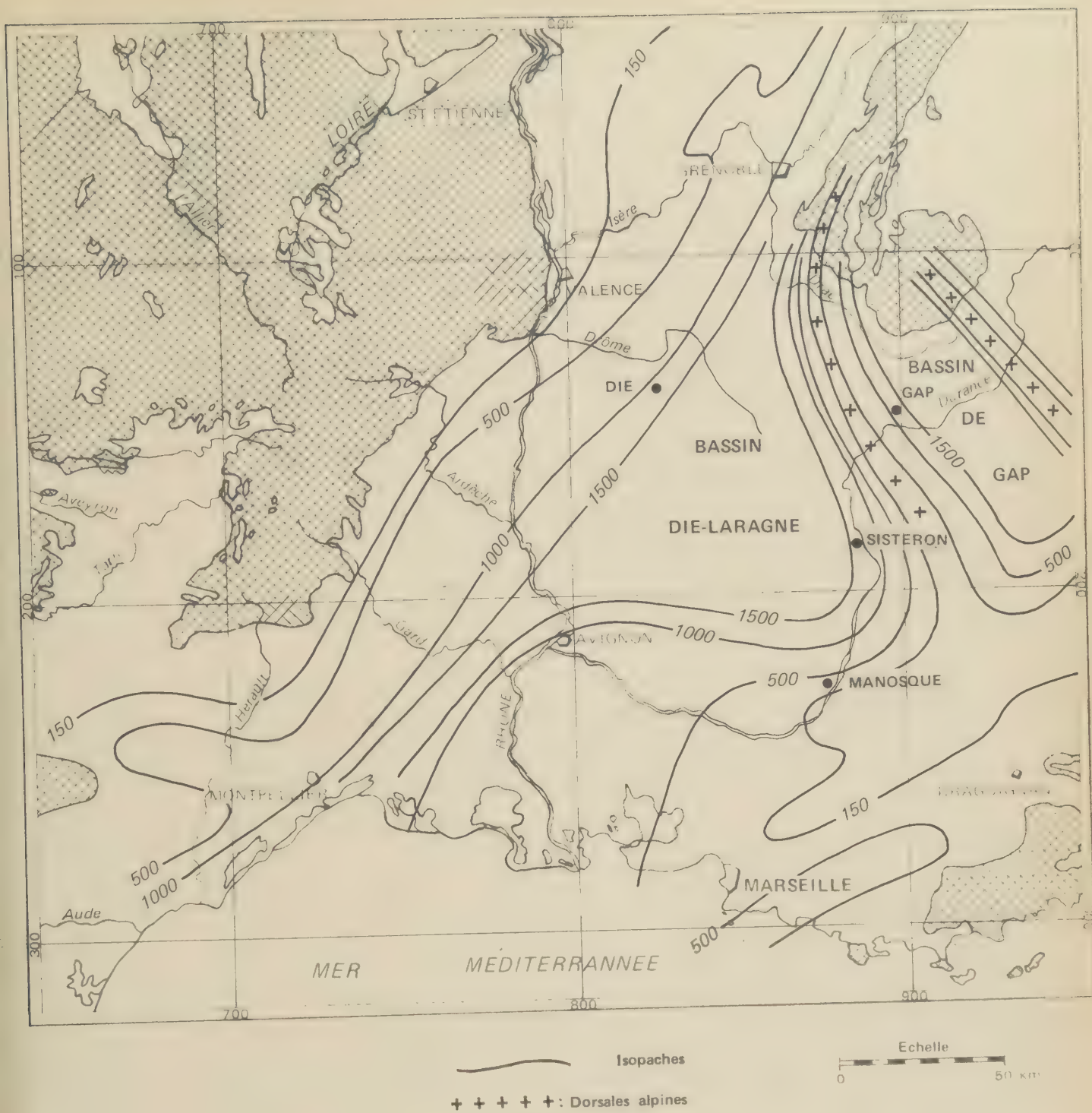


FIG. 24 ISOPACHES DU DOGGER CARBONATÉ
ET DU MEMBRE INFÉRIEUR

Documents consultés. Rapports internes SNPA
Groupe de travail Sud-Est

Cette solution m'a paru préférable à celle d'une carte en isopaches du seul Membre inférieur dans la mesure où la limite inférieure des Terres Noires ne peut être qu'arbitrairement définie sur une grande partie du bassin.

Pour la zone comprise entre Aurel et Embrun, le schéma paléogéographique de la fig.13B donne l'allure largement hypothétique des seuils compartimentant le bassin au moment du dépôt du Membre inférieur.

La carte en isopaches du Membre supérieur (fig.25), a été plus facile à réaliser, car le toit de cet ensemble est parfaitement individualisé et le Niveau repère médian constitue un niveau de référence.

Combinées aux cartes de faciès, les cartes en isopaches permettent de définir un certain nombre d'unités structurales (fig.26).

1 - Le bassin de Die-Laragne :

Il occupe le centre de l'actuel bassin rhodanien; ses limites sont les suivantes :

A l'Ouest, une succession de failles, de flexures, de gradins, d'orientation générale N 40°, suit la bordure cévenole et tend à recouper la bordure des chaînes subalpines septentrionales. Ce trait paléogéographique majeur ne constitue pas seulement une limite pour la zone subsidente du bassin des Terres Noires, mais également pour celle du Dogger, du Lias et même du Trias.

Il s'agit vraisemblablement d'un héritage des orogénèses paléozoïques car il est parallèle à la répartition des grands ensembles lithologiques du Massif Central. Il est également plus ou moins parallèle aux directions paléozoïques (hercyniennes ?) du Massif de Belledonne.

Au Sud, le bassin ne se termine pas d'une manière simple, mais par une succession de horsts et de fossés. Le horst des Saintes-Maries-de-la-Mer sépare deux bassins : celui de Montpellier à l'Ouest, celui d'Istres à l'Est. Les failles ou flexures qui limitent ces bassins sont parallèles à la grande faille de Nîmes, elle-même parallèle à la flexure cévenole précédemment décrite. Cette faille de Nîmes ne semble avoir joué aucun rôle pour la partie centrale du bassin des Terres Noires, dans la répartition des faciès. Il s'agit d'un accident tardif dont l'influence est surtout sensible au Tertiaire (fossé de Camargue, fossé de Pujaut, grand bassin tertiaire du Golfe du Lion).

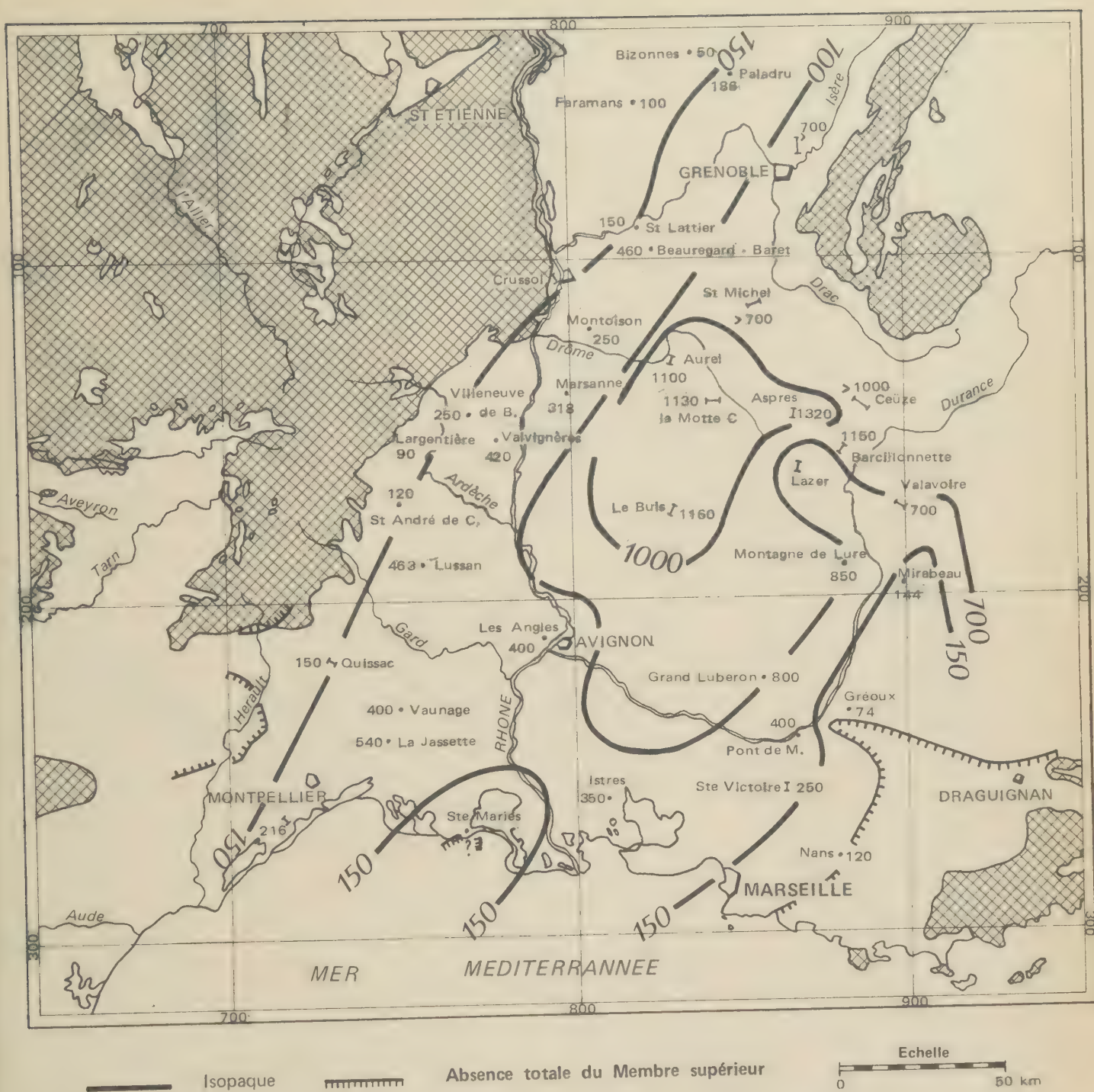


Fig. 25 ISOPAQUES DU MEMBRE SUPERIEUR

(Documents consultés : Rapports de fin de sondages SNPA, Rapport du "groupe de travail Sud-Est",

Rapports du secteur Sud-Est, SNPA)

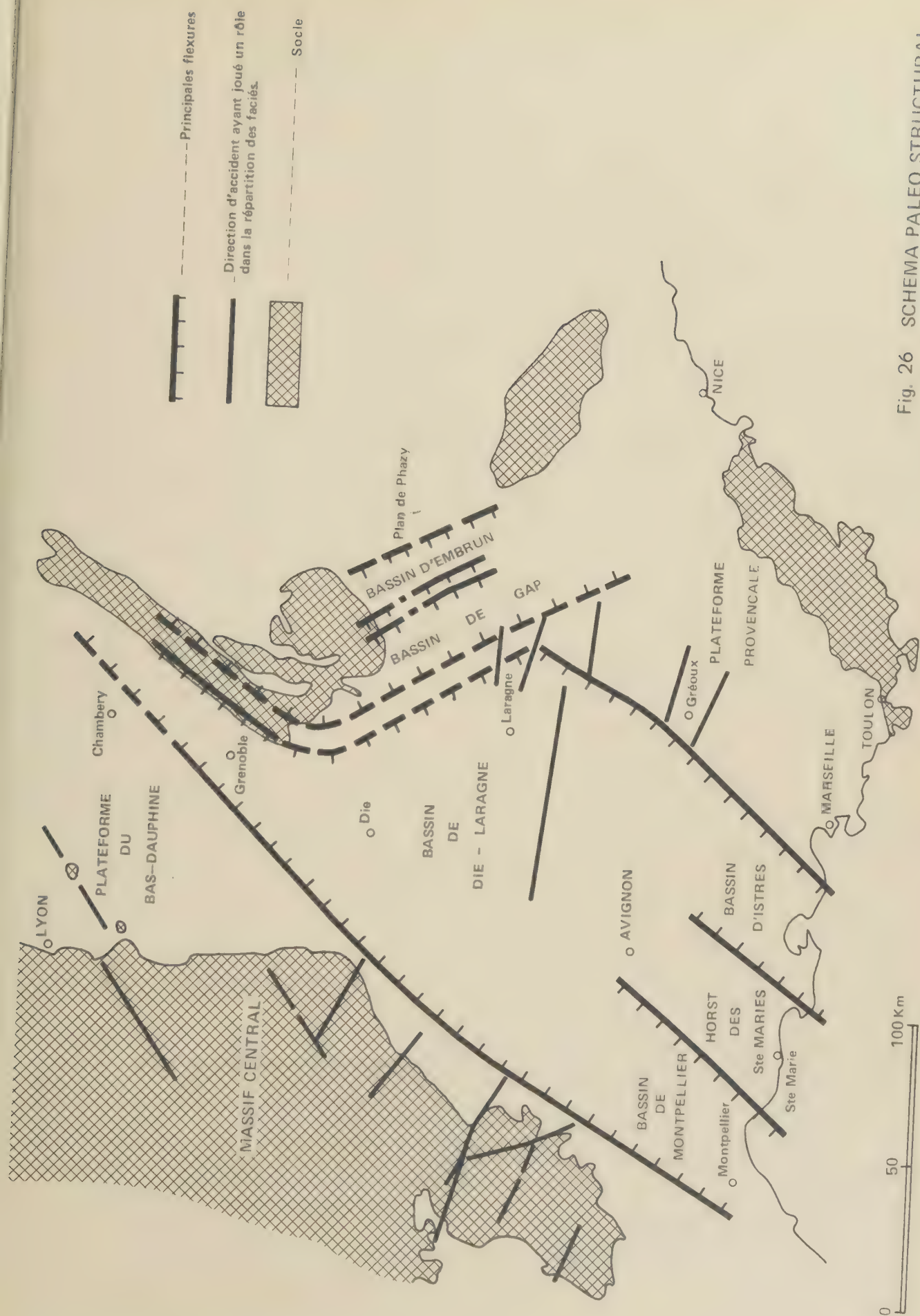


Fig. 26 SCHEMA PALEO STRUCTURAL
DU BASSIN DES TERRES NOIRES

Le cours de la Durance, correspond à une flexure importante constituant la limite Nord-Ouest des faciès provençaux. L'orientation de cette flexure, grossièrement $N40^{\circ}$, l'apparente à la flexure cévenole.

A l'Est, la zone reliant Sisteron au Dôme de la Mure est d'une telle complexité tectonique qu'une reconstitution des directions structurales du bassin jurassique est beaucoup plus délicate. Les faciès réduits de la dorsale dauphinoise paraissent, comme je l'ai dit, rejoindre les faciès réduits du Dôme de la Mure (l'orientation générale de la dorsale serait alors $N 140^{\circ}$ à 150°).

A ce schéma, qui reste largement à confirmer et à préciser dans le cas de la dorsale dauphinoise, viennent se superposer des directions $N 110^{\circ}$ qui influencent également la répartition des faciès. Elles apparaissent nettement dans les cartes publiées par S.ELMI (1967). Elles semblent également interférer avec la flexure de la Durance pour donner le môle de Greoux. Ce sont ces directions que je rends responsables de la répartition des faciès dans la partie centrale du bassin. Il est possible que les importantes variations d'épaisseurs et de faciès que l'on constate sur la dorsale dauphinoise elle-même soient dues à l'interférence de ces directions $N 110^{\circ}$ avec celle de la dorsale. Il est évident que, dans ce dernier cas, l'incertitude régnant sur l'orientation exacte de la dorsale s'ajoute à l'incertitude sur l'orientation des rides secondaires.

2 - Les bassins de Gap et d'Embrun :

Les faciès dauphinois se poursuivent sans interruption depuis le rebord oriental du dôme de la Mure, en passant par le dôme de Remollon jusqu'au Nord de Castellanne.(HAUG 1891)

L'orientation générale des faciès dauphinois de ce "bassin de Gap" dans la mesure où elle n'a pas été trop modifiée par les déformations ultérieures, suggère l'influence de directions $N 140^{\circ}$, analogues à celles que je propose pour la dorsale dauphinoise. Ces directions apparaissent également comme plus ou moins parallèles aux directions paléozoïques des Massifs cristallins externes (Sud du Pelvoux et Mercantour).

3 - Conséquences du schéma structural proposé :

Ce schéma comporte des degrés variés de certitude suivant les régions et comme on pouvait s'y attendre, devient de plus en plus hypothétique en allant vers les zones alpines internes. Il reste à l'insérer dans le cadre plus large de la paléogéographie du jurassique alpin.

Je me suis arrêté au seuil de ce sujet trop vaste, bien qu'à plusieurs reprises, dans la deuxième partie de ce mémoire, je mette en cause des phénomènes se passant bien en dehors de mon secteur d'étude. La figure 27, montrant d'ailleurs à quel point une reconstitution paléogéographique fait nécessairement appel à une hypothèse sur la genèse de l'arc alpin. Dans cette figure on suppose que celui-ci résulte essentiellement des compressions d'âge Tertiaire, alors que la reconstitution paléostructurale de la figure 26 supposait plutôt une relative permanence de l'orientation des traits structuraux. En définitive si l'étude des Terres Noires ne résoud pas le problème de la genèse de l'arc alpin elle peut fournir des éléments et des directions de recherche pour sa solution.

C - RESULTATS ORIGINAUX APPORTES PAR L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE -

Les méthodes employées : levés de coupes au 1/1000 et recherche systématique de faunes à valeur stratigraphique devaient nécessairement apporter des résultats nouveaux concernant le Membre inférieur qui était relativement mal connu. Pour le Membre supérieur, dont le cadre stratigraphique était déjà en place dans de nombreux cas, c'est surtout sur le plan des variations de faciès que l'on peut parler de résultats originaux. L'abondant matériel récolté devrait d'ailleurs permettre de progresser également dans la connaissance du Membre supérieur quand les déterminations nécessaires seront effectuées. Ce sujet fera l'objet de recherches ultérieures en collaboration avec des spécialistes de la chronostratigraphie du Jurassique supérieur. Je rappelle ici, sous une forme résumée, les principaux résultats originaux cités dans ce mémoire ou dans des publications antérieures.

1 - Chronostratigraphie -

- . Précision de la limite Bajocien-Bathonien dans le Membre inférieur de Laragne.

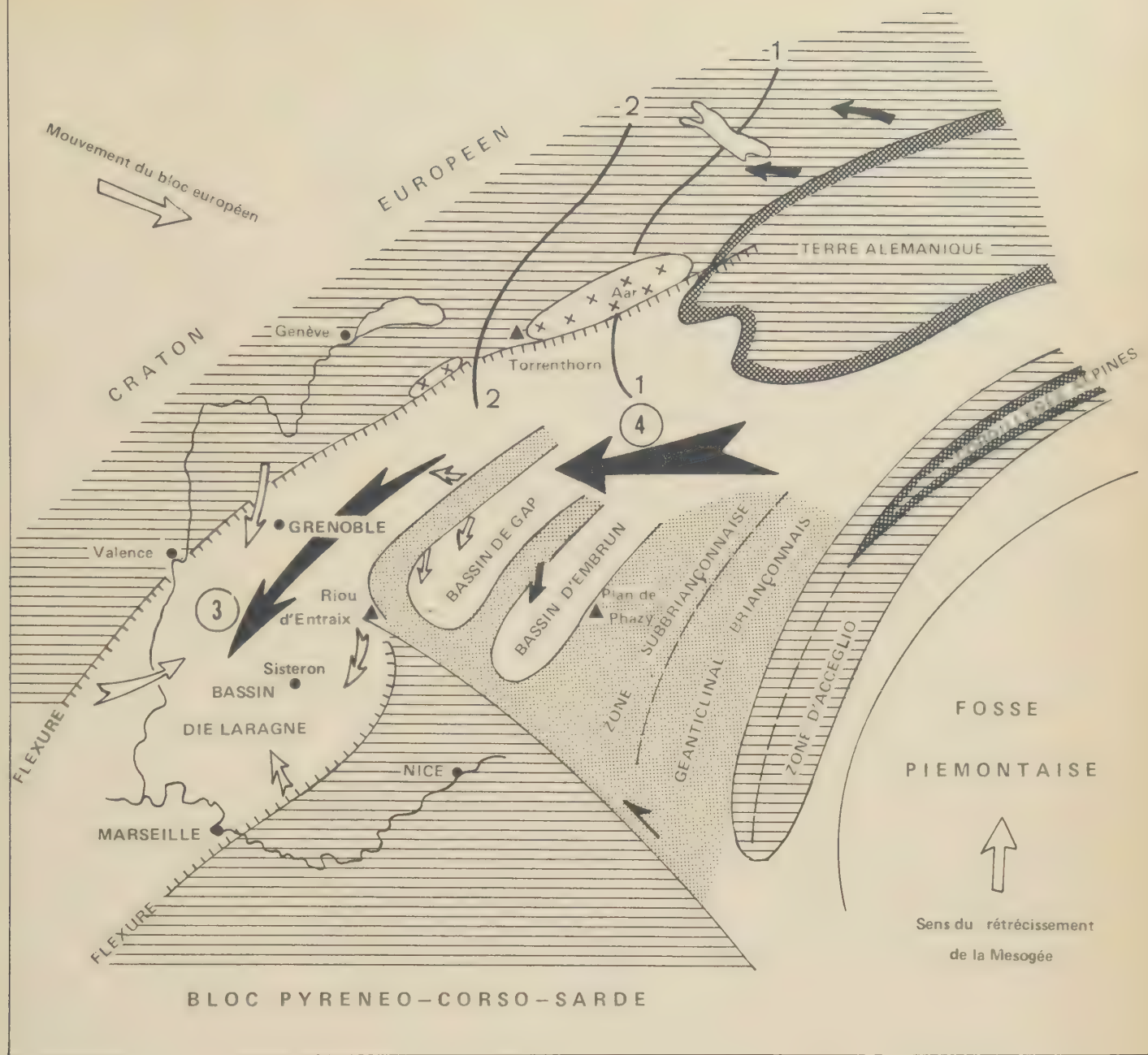
- . Mise en évidence de réductions d'épaisseurs du Membre inférieur à St-Geniez, Authon, Valavoire et Barcillonnette (notion de Dorsale dauphinoise).

- . Mise en évidence de la lacune du Bathonien et plus généralement du Membre inférieur en certains points de la Dorsale dauphinoise (Barcillonnette) (ARTRU, 1966).

- . Reconstitution de la succession lithostratigraphique du bassin de Gap et datation de certaines assises.

- . Attribution au Bathonien inférieur des conglomérats de l'Estagnit dans le bassin d'Embrun (ARTRU, 1969).

- . Attribution au Bathonien de l'assise à plaquettes de Buis-les-Baronnies.



Zones hautes permanentes durant le dépôt des Terres Noires



--- Zones hautes ou émergées avant le Callovien supérieur



Zones ayant fourni une sédimentation terrigène importante (disparues par subduction ?)



1 Limite d'extension vers l'Ouest des grès du Dogger (II chap. 5)



2 Limite d'extension vers l'Ouest des grès du Lias (II chap. 5)



--- Apports terrigènes

③

--- Illite Montmorillonite Allevardite en Suisse

④

--- Chlorite à partir du Callovien dans le bassin de Die-Laragne microbrèches et plaquettes gréseuses de l'Oxfordien



--- Apports carbonates et kaolinite

Fig. 27 — ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE
DU BASSIN DES TERRES NOIRES ET DE SON CADRE

Ces résultats ont permis de compléter le cadre stratigraphique nécessaire à l'étude du Membre inférieur en tenant compte des importants résultats déjà obtenus par mes prédécesseurs.

2 - Paléogéographie et variations de faciès :

- . Mise en évidence du caractère synsédimentaire de la Brèche du Riou d'Entraix (ARTRU, 1966).

- . Mise en évidence d'émersions locales dans le secteur de Barcillonnette grâce à la découverte d'accumulation de bois fossiles (ARTRU, 1966).

- . Détermination de l'extension dans le temps et l'espace des quatre assises à plaquettes des Terres Noires du bassin de Die-Laragne. Etude de leur genèse et de leurs rapports avec l'histoire générale du bassin des Terres Noires (origine des apports).

- . Identification et étude des biohermes à Spongiaires, pour eux-mêmes et dans leur relation avec la sédimentation des assises à plaquettes (ARTRU et GAUTHIER, 1966), cf. Chapitre XIV.

- . Mise en évidence du cadre structural du bassin des Terres Noires et de ses relations avec l'héritage structural paléozoïque.

Même si le cadre chronostratigraphique que nous avons pu établir reste encore éloigné de la perfection, il nous a paru suffisant pour effectuer sur les Terres Noires les recherches de caractère sédimentologique et géochimique qui ont constitué la part essentielle de notre étude.

Ainsi qu'on le verra dans la seconde partie de ce mémoire, ce sont ces recherches qui nous ont apporté les résultats les plus originaux.

/ SEDIMENTOLOGIE ET GEOCHIMIE /

	<u>Pages</u>
<u>INTRODUCTION</u>	56
<u>CHAPITRE I</u> - COMPOSITION MINERALOGIQUE ET CHIMIQUE DE LA PHASE ARGILEUSE	57
<u>CHAPITRE II</u> - REPARTITION ET ORIGINE DE LA KAOLINITE ET DE LA CHLORITE	62
<u>CHAPITRE III</u> - EVOLUTION DIAGENETIQUE DE L'ILLITE ET DE L'ILLITE MONTMORILLONITE	68
<u>CHAPITRE IV</u> - ESSAI DE ZONEOGRAPHIE DE LA DIAGENESE DANS LE BASSIN RHODANIEN	78
<u>CHAPITRE V</u> - ORIGINE DE L'ILLITE-MONTMORILLONITE ET DU MATERIEL TERRIGENE DES TERRES NOIRES	81
<u>CHAPITRE VI</u> - LES ELEMENTS TRACES LIES A LA PHASE ARGILEUSE OU SILICATEE	86
<u>CHAPITRE VII</u> - LA PHASE SILICEUSE	96
<u>CHAPITRE VIII</u> - LA PHASE CARBONATEE	99
<u>CHAPITRE IX</u> - LE FER ET LE SOUFRE	102
<u>CHAPITRE X</u> - LA PHASE ORGANIQUE	104
<u>CHAPITRE XI</u> - LES ELEMENTS TRACES ASSOCIES AUX PHASES ORGANIQUE ET SULFUREE	115
<u>CHAPITRE XII</u> - APERCU SUR LA DESTINEE DES METAUX DANS LA DIAGENESE ET HYPOTHESE SUR LA GENESE DES INDICES PLOMBO-ZINCIFERES DU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR	119
<u>CHAPITRE XIII</u> - ANALYSE FACTORIELLE DES VARIABLES GEOCHIMIQUES	127
<u>CHAPITRE XIV</u> - TENTATIVE D'INTEGRATION DES RESTES FOSSILES A LA RECONSTITUTION DU MILIEU DE DEPOT	131
<u>CHAPITRE XV</u> - CONCLUSIONS GENERALES	139

- INTRODUCTION -

Si nous plaçons les échantillons des Terres Noires sur un diagramme triangulaire Quartz-Argiles-Carbonates, la majorité des points se situe dans le domaine des argiles siliceuses et des marnes (fig. 28). L'étude de la fraction argileuse revêtira donc une importance particulière dans une telle formation.

Dans les pages qui vont suivre on examinera successivement :

- . la phase argileuse considérée beaucoup plus comme un assemblage minéralogique que comme une fraction granulométrique,
- . la silice libre c'est-à-dire le quartz détritique et les diverses formes plus ou moins recristallisées de la silice transportée à l'état amorphe ou soluble,
- . les carbonates et les sulfates,
- . les hydroxydes, oxydes et sulfures de fer,
- . la phase organique totale et les restes organiques figurés,
- . les éléments-traces.

Un exemple d'analyse factorielle des données géochimiques permettra de saisir rapidement certaines des relations envisagées dans les chapitres I à XII, bien que l'intérêt principal de cette méthode d'étude statistique réside, à mon avis, dans l'exploration systématique des données au cours de la phase de recherche. Enfin nous donnerons un aperçu écologique de la faune des Terres Noires, qui mettra en lumière, les caractères souvent assez particuliers de cette faune.

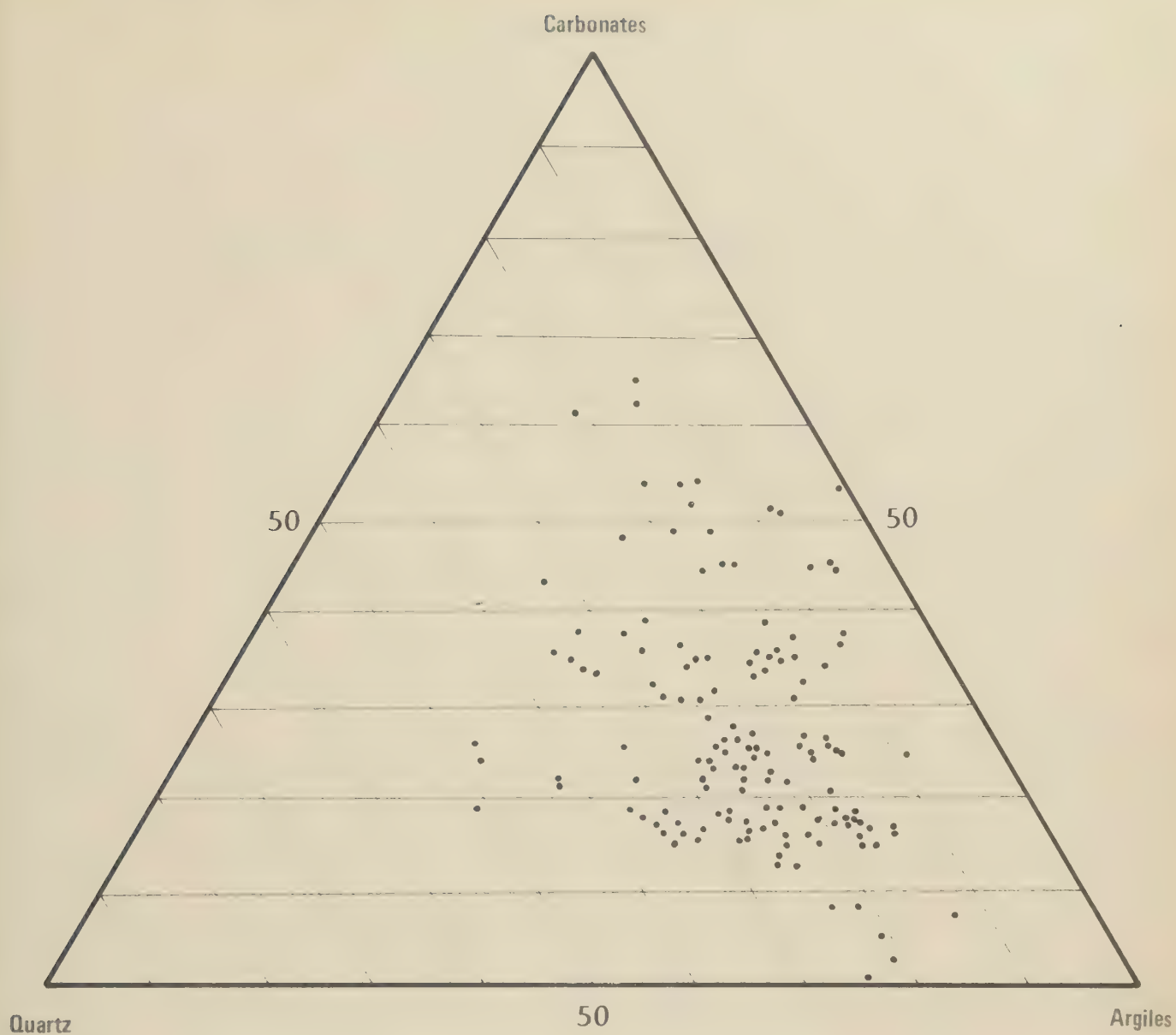


Figure 28 Diagramme quartz-argiles-carbonates établi à partir de 140 échantillons

CHAPITRE I

- COMPOSITION MINÉRALOGIQUE ET CHIMIQUE DE LA PHASE ARGILEUSE -

Ainsi que le montre le diagramme triangulaire de la figure 28 les argiles constituent en général la fraction la plus importante des Terres Noires, même en tenant compte du pourcentage parfois élevé de quartz. Le cortège minéralogique de ces argiles est assez peu varié :

Illite, interstratifié illite-montmorillonite irrégulier ou régulier (allevardite), kaolinite, chlorite (fig.29).

A - L'ILLITE - (fig. 29 & 30).

Ce minéral constitue un élément permanent et prédominant. Ses paramètres cristallographiques sont très constants : d : (001) ne varie qu'entre 9,92 et 10,11 Å et d (060) entre 1,497 et 1,500 Å. La détermination du type de polymorphe a été faite sur une vingtaine d'échantillons (ARTRU, DUNOYER & alt.) selon VELDE et HOWER (1963) en mesurant l'intensité des pics suivants :

- . pic (023) à 3,7 Å bien développé dans le type 2M, nul pour le type 1M,
- . pic (110, 111) à 4,46 Å qui est en commun aux deux types,
- . les types 1M et 3T n'ont pas été observés.

B - LA KAOLINITE - (fig.29)

Les particules de kaolinite ont un diamètre supérieur à celles d'illite et les pourcentages de kaolinite sont en général plus grands dans la fraction comprise entre 5 et 2 microns que dans la fraction inférieure à 2 microns de diamètre. Néanmoins il n'a pas été possible d'isoler complètement cette kaolinite.

C - LA CHLORITE - (fig. 29 & 30)

J'ai tenté d'isoler la chlorite des Terres Noires à partir d'échantillons particulièrement riches, sans qu'il soit possible cependant d'éliminer totalement le quartz, de petites quantités d'illite et probablement de feldspaths.

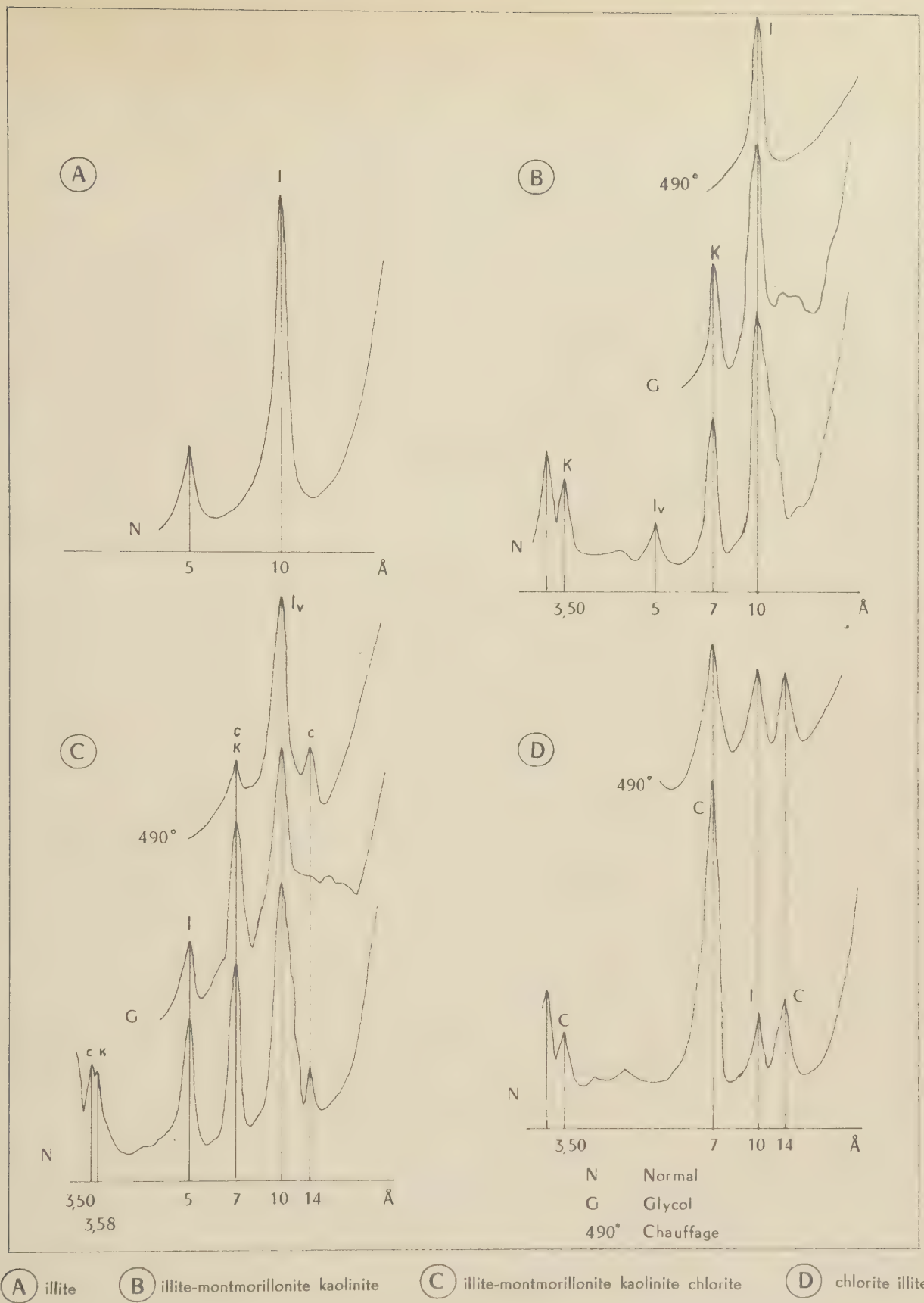


Figure 29 Diagrammes des principales associations de minéraux argileux de la série de Laragne.

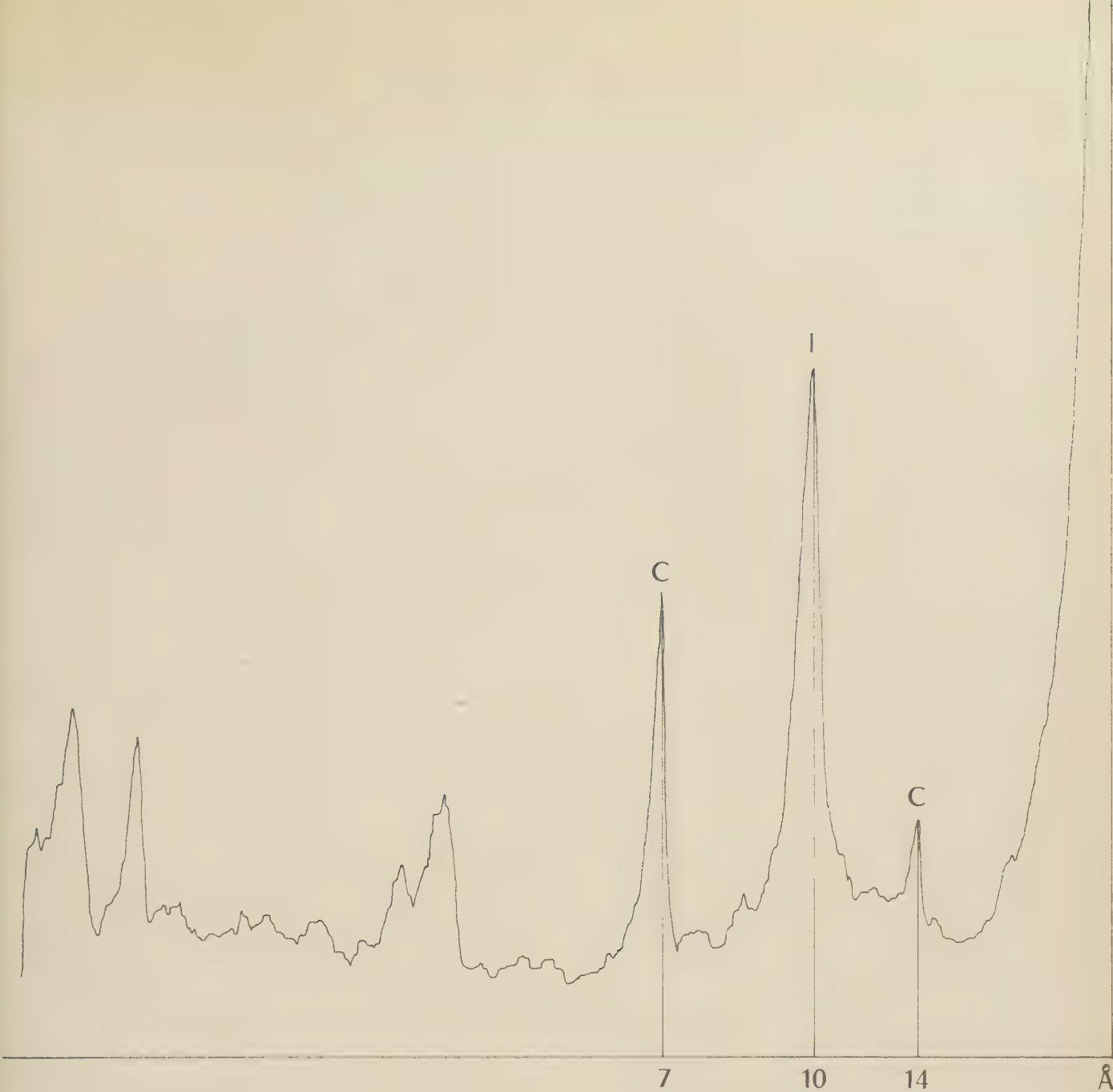


Figure 30 Diagramme de l'association illite-chlorite de la série d'Embrun.

L'analyse par fluorescence X de cette chlorite a donné les résultats bruts suivants, FeO et Fe_2O_3 étant séparés par voie humide.

$\frac{\text{Si O}_2}{36,94}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{27,00}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{1,72}$	$\frac{\text{Fe O}}{14,09}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{14,33}$	$\frac{\text{Mg O}}{5,18}$	$\frac{\text{Ti O}_2}{0,62}$
-------------------------------	---------------------------------------	-----------------------------------	-----------------------------	---------------------------------------	----------------------------	------------------------------

En admettant que les teneurs en silice soient surévaluées du fait de la présence de quartz et en ramenant cette teneur à une valeur plus normale d'après les analyses citées par ORCEL (1927), on obtient les pourcentages corrigés suivants (pour 10% de quartz) :

$\frac{\text{Si O}_2}{34,99}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{29,70}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{1,89}$	$\frac{\text{Fe O}}{15,49}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{15,76}$	$\frac{\text{Mg O}}{5,69}$	$\frac{\text{Ti O}_2}{0,68}$
-------------------------------	---------------------------------------	-----------------------------------	-----------------------------	---------------------------------------	----------------------------	------------------------------

On ne peut manquer de remarquer la forte teneur en fer et en aluminium, comparée à la faiblesse du magnésium (*).

La formule structurale de cette chlorite est la suivante :

IV (Si 2,99 - Al 1,01) + VI (Al 1,98 - Fe^{+++} 1,01 - Fe^{++} 1,10 - Mg 0,73 - Ti 0,04 - K 0,20).

$$\frac{\text{Fe}^{++}}{\text{R}^{++}} = 0,60$$

Placée dans le diagramme de FORSTER (1962), elle rejoint les chlorites métamorphiques et en particulier celles des schistes lustrés (fig.33) analysées par G.DUNOYER de SEGONZAC (1969). Les premiers grands travaux d'ensemble sur les chlorites ont finalement abouti entre autres, à établir une distinction entre orthochlorites et leptochlorites.

TROGER (1967) classe dans les leptochlorites, les délessites dont la composition se rapproche également de celle de la chlorite des Terres Noires (ORCEL, 1927) ; il classe les brunsvigites dans les orthochlorites. DUNOYER de SEGONZAC (1969) dans un chapitre consacré à la classification des chlorites, place les brunsvigites et en particulier les chlorites des schistes lustrés dans le groupe des leptochlorites. On peut semble-t-il rattacher la chlorite analysée plus haut, aux leptochlorites. Les paramètres cristallographiques accessibles en routine, et, en particulier l'intensité relative des raies 001 et 002, restent pratiquement constants (avec une très forte prédominance de 002) dans tous les échantillons analysés (fig.29 et 30). Cette observation nous suggère que les chlorites des Terres Noires appartiennent toutes au même groupe et ont probablement une origine commune. Cette hypothèse peut également être envisagée pour les chlorites des marnes du Lias supérieur qui ne diffèrent en rien de celles des Terres Noires et qui constituent un horizon-repère dans tout le bassin, jusqu'au Massif Central.

(*) La teneur trop élevée en K_2O indique la présence probable d'illite ou de feldspath.

Il existe évidemment une contradiction entre la position de cette chlorite au milieu du groupe des chlorites métamorphiques citées par DUNOYER de SEGONZAC et sa position dans les termes élevés de la colonne sédimentaire, très au-dessus de l'anchizone, et, à proximité immédiate de la zone de stabilité de la montmorillonite, (j'ai trouvé ce minéral (1968) dans les calcaires berriasiens à quelques centaines de mètres au-dessus des niveaux les plus riches en chlorite des Terres Noires). Cette contradiction peut être facilement levée si l'on considère que cette chlorite est détritique. C'est d'ailleurs à cette conclusion que nous étions arrivés dès 1965, conclusion que nous avons étendue aux chlorites du Lias supérieur de la bordure du Massif Central (ARTRU & GAUTHIER 1968). Notons que MAUREL (1959) qui avait attribué aux chlorites des Terres Noires de la région de Digne une origine purement diagénétique, ne disposait pas d'éléments lui permettant de situer ce minéral dans son contexte stratigraphique et diagénétique.

E - L'INTERSTRATIFIÉ ILLITE-MONTMORILLONITE -

1 . Variété irrégulière : (fig.29)

C'est la plus commune. Il s'agit d'un mélange de feuillets illitiques et de feuillets gonflants montmorillonitiques. Au glycol, les feuillets montmorillonitiques se déplacent vers les petits angles dégageant le pic 001 de l'illite. Au chauffage, l'ensemble se contracte à 10 Å ; dans quelques cas on constate la persistance de feuillets chloritiques à 14 Å (traces de chlorite-vermiculite ?).

2 . Variété régulière (allevardite) fig.31) :

L'allevardite (CAILLERE et HENIN, 1950), est assez rare dans les Terres Noires. Par contre on constate souvent une tendance à la régularisation de l'interstratifié illite-montmorillonite. Il apparaît alors un pic entre 10 et 11 Å et parfois une surstructure à 22 Å, plus ou moins nette

F - COMPOSITION CHIMIQUE GLOBALE DE LA PHASE ARGILEUSE -

La phase argileuse des Terres Noires étant, nous venons de le voir, un mélange de minéraux, la composition chimique globale sera la résultante des compositions partielles. A condition de corriger l'influence du quartz détritique, on peut la comparer avec celles de quelques séries argileuses d'après les données de la littérature. En raison des méthodes d'analyses différentes, il est souvent intéressant de considérer les rapports d'éléments entre eux.

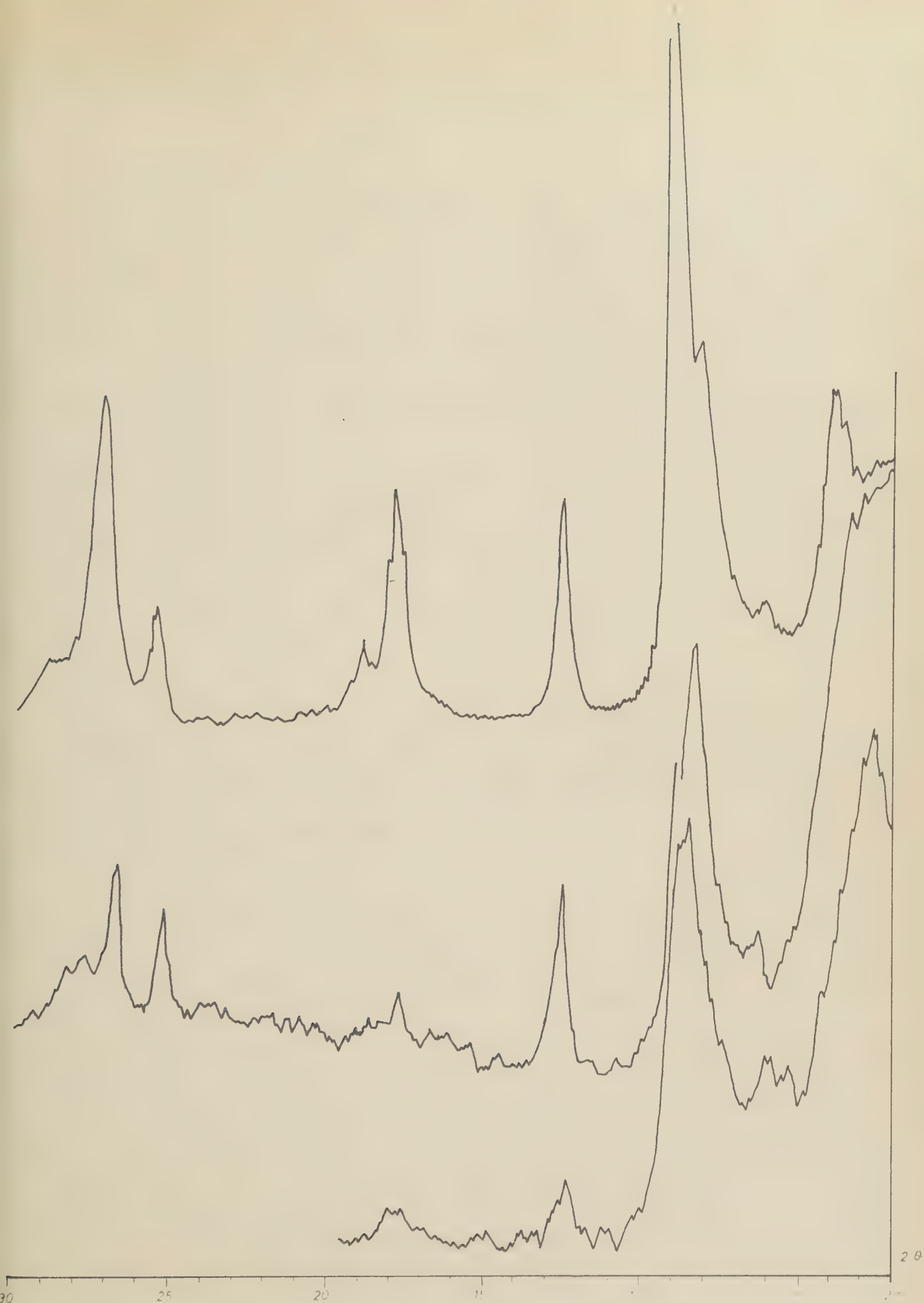


Figure 31 A. Diagramme de la fraction argileuse à alleverdite des Terres Noires de Gap
 B. Diagramme de la fraction argileuse à alleverdite du Néocomien des Hauts-Plateaux tunisiens.
 C. Diagramme de la fraction argileuse à alleverdite d. Callovo oxfordien du sondage de Pfaffau (Suisse)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme
Aa 6	53,8	24,5	2,5	< 0,2	6,2	0,029	0,80	0,23	5,00	7,49	95,37
Aa 9	51,5	27,9	1,7	< 0,2	7,4	0,026	0,62	0,38	6,20	8,05	97,15
A 49	55,3	25,7	1,8	0,3	3,6	0,034	0,74	0,41	3,62	8,58	96,02
A 47	48,9	34,2	1,0	< 0,2	2,0	0,045	1,84	1,85	4,55	8,13	96,09
A 58	49,8	29,4	1,7	< 0,2	4,8	0,030	1,57	1,07	6,40	7,44	94,95
A 44	47,6	32,4	1,8	< 0,2	2,6	0,035	1,60	0,94	6,00	7,57	93,59
A 42	47,9	33,6	1,3	< 0,2	2,2	0,045	1,53	0,51	5,73	8,17	94,78
A 56	58,0	26,6	2,4	< 0,2	2,3	0,024	0,95	0,63	4,75	6,76	97,06

TABLEAU I - Composition chimique de la fraction argileuse inférieure à 2 microns de 8 échantillons des Terres Noires répartis d'Aurel à Embrun.

(d'après ARTRU, DUNOYER de SEGONZAC et al., 1969).

Profondeur	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Mn ₃ O ₄	P.F.	Somme
3160	48,6	25,6	2,5	0,7	6,3	0,89	0,38	5,15	0,034	9,23	99,47
3320	49,3	26,4	2,5	0,6	6,3	0,99	0,46	5,21	0,039	9	99,70
3492	50,9	26,8	2,3	0,6	6,6	1,09	0,42	4,93	0,039	7,89	101,49
3536	49,8	27,9	2,1	0,7	4,9	0,93	0,55	5,23	0,032	7,70	100,22
3580	51,7	27,3	2,1	0,6	5,4	1,09	0,46	4,79	0,032	8,04	101,50
3632	52,8	27,3	1,6	0,6	4,4	0,97	0,54	4,32	0,029	7,98	102,06
3784	57,0	22,4	1,5	0,5	4,1	1,04	0,68	4,02	0,026	9,42	100,40

TABEAU 2 - Composition chimique de la fraction argileuse inférieure à 2 microns saturée au chlorure de calcium, Forage Grand Luberon 1.

(d'après DUNOYER de SEGONZAC, 1969, p.161).

RONOV et KHLEBNIKOVA (1957), en analysant plusieurs milliers d'échantillons d'argiles des sédiments paléozoïques de la plateforme russe ont cherché à mettre en évidence l'influence du climat et du milieu sur la composition chimique des argiles, indépendamment de la nature minéralogique de celles-ci.

Ils ont constaté que les fortes teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 ne se rencontrent que dans les argiles formées en climat chaud et humide de même que les faibles teneurs en SiO_2 . Leurs diagrammes montrent également que les fortes teneurs en K_2O sont le fait d'argiles marines ou déposées dans les lacs salés de la zone aride. Leurs résultats sont beaucoup moins nets pour Na_2O , qui semble néanmoins spécialement peu abondant dans les argiles formées en climat tropical. Ces résultats, qui ne font que confirmer de nombreuses études partielles ayant précédé celles de ces auteurs russes, présentent l'intérêt de fournir des points de repères statistiquement éprouvés.

G.MILLOT (1964) fait le point de la question de la mobilisation de la silice en climat tropical sous couverture forestière et sur la formation des argiles alumineuses, précisant et surtout expliquant les résultats statistiques de RONOY. La récente synthèse de Y.TARDY (1969) met en évidence ce que cet auteur appelle la "chromatographie dans les paysages". Quelque soit le matériel de départ, si l'altération commence à jouer, et elle joue très tôt, le climat tropical imprime sa marque à la composition chimique de la phase argileuse.

Les analyses dont nous disposons pour les Terres Noires, sont au nombre de plusieurs centaines. Elles ont cependant été obtenues avec des méthodes diverses et qui ont évolué au cours des dernières années. Aussi ne citons-nous ici, qu'une série de 40 analyses effectuées sur des échantillons des bassins de Laragne, Gap, Embrun (voir le chapitre **Analyse factorielle**). Pour disposer des teneurs en sodium et potassium nous donnons deux autres tableaux. Le tableau I concerne les Terres Noires du sondage Grand Luberon I, étudiées par G.DUNOYER de SEGONZAC (1969). Le tableau II donne la composition de 7 échantillons répartis suivant une transversale Ouest-Est, en direction de l'axe de la chaîne alpine. (ARTRU DUNOYER de SEGONZAC & al. 1969).

Les histogrammes de la figure 31bis A montrent que les teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 des argiles des Terres Noires correspondent à des argiles formés en milieu tropical, selon RONOY. Les histogrammes de la figure 31bi montrent que ces argiles sont affectés par leur milieu marin qui, compte tenu des résultats de RONOY, montrerait une tendance à la sursalure. En effet les teneurs en potassium sont particulièrement élevées. Cette observation est à rapprocher des conclusions sur la répartition du bore et

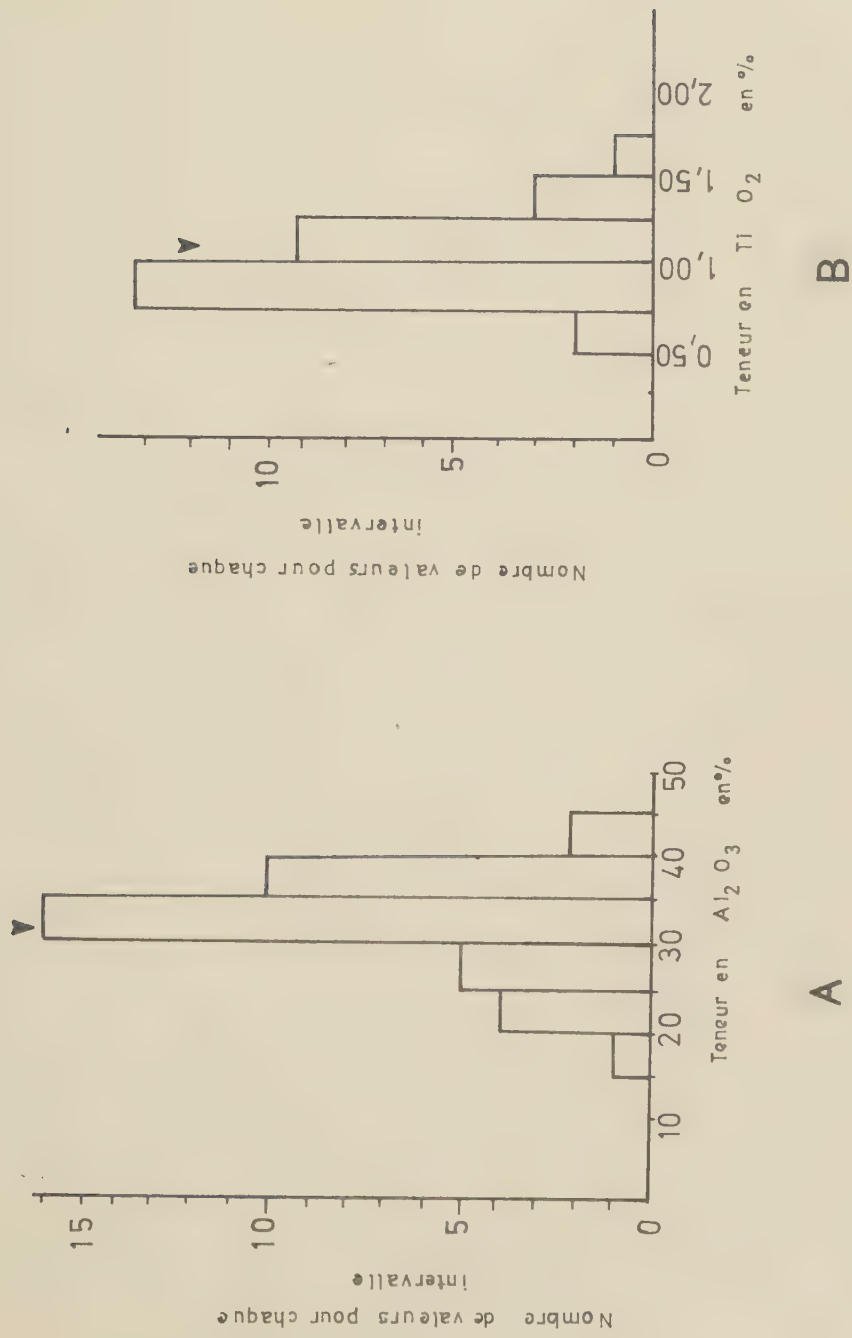


Figure 31bis — DISTRIBUTION DES TENEURS EN Al_2O_3 ET TiO_2 DES TERRES NOIRES

v Mode des échantillons étudiés par RONO V et correspondant à un climat tropical

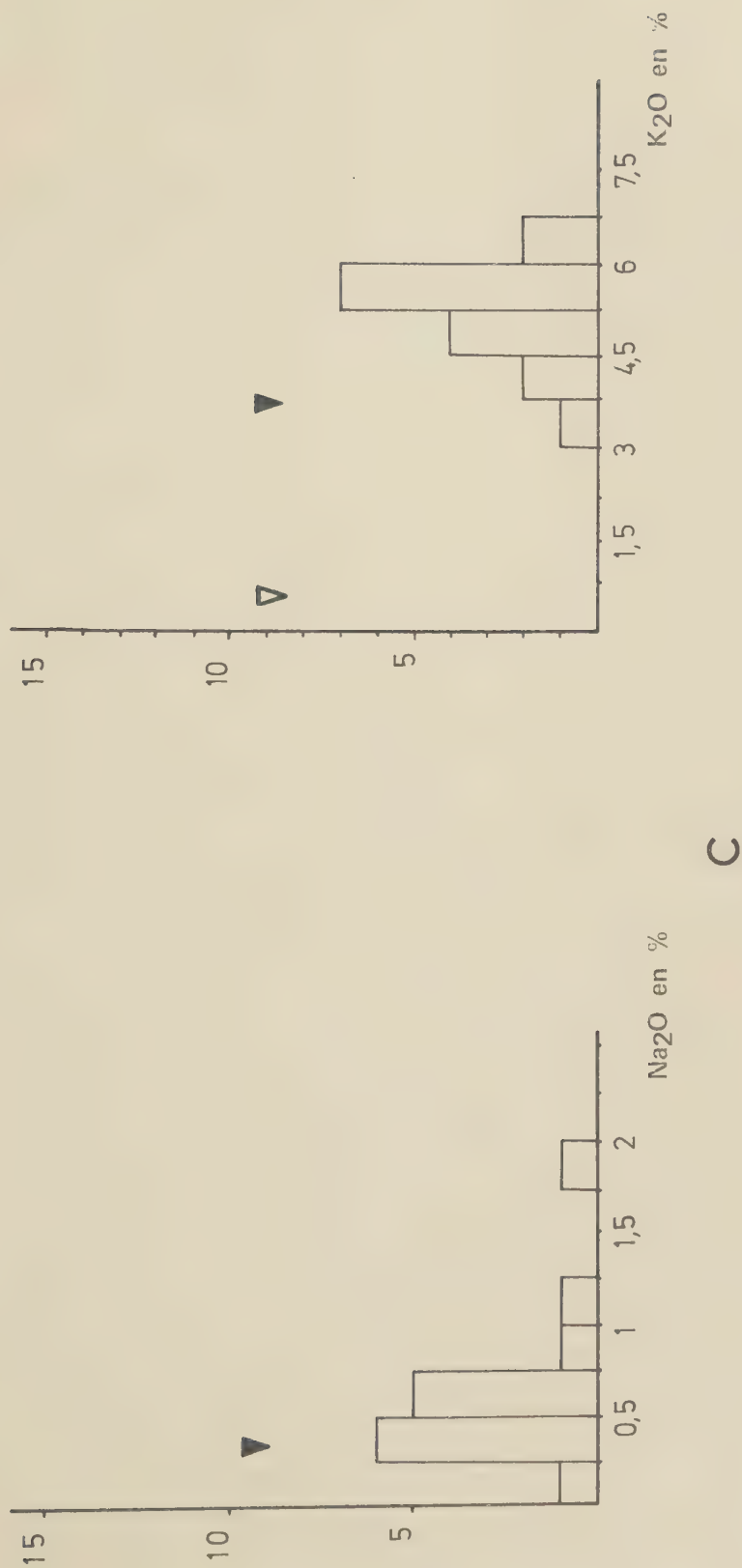


Figure 31 bis DISTRIBUTION DES TENEURS EN Na₂O et K₂O DES TERRES NOIRES

Modeles échantillons étudiés par RONOY (1957)

- ▼ Na₂O des argiles formé en climat tropical
- ▼ K₂O des argiles de mer ou de lacs sursalés
- ▽ K₂O des argiles continentales en climat tropical

de la dolomite primaire (ARTRU 1965 - 1968) qui soulignent la sursalure plus ou moins poussée des bassins où se sont déposées les Terres Noires.

En conclusion de ce chapitre sur la composition minéralogique et chimique de la phase argileuse, on peut dire que le climat et les conditions physico-chimiques du milieu ont nettement affecté une phase argileuse pourtant essentiellement héritée

Ces résultats sont en accord avec ce que nous savons par ailleurs de ce climat et des conditions océanographiques au moment du dépôt des Terres Noires. Dans le chapitre suivant nous discuterons des sources du matériel terrigène essentiellement constitué par les minéraux argileux que nous venons de décrire.

CHAPITRE II

- REPARTITION ET ORIGINE DE LA KAOLINITE ET DE LA CHLORITE -

Si le cortège minéralogique de la phase argileuse des Terres Noires est peu diversifié, la répartition stratigraphique des constituants et leurs variations qualitatives et quantitatives s'effectuent suivant des modalités régulières particulièrement intéressantes.

A - REPARTITION DE LA KAOLINITE (Fig.32) -

1 - Membre inférieur :

. Bassin Die-Laragne : la kaolinite est abondante dans les assises rythmiques à plaquettes. Elle est plus rare et même absente dans les assises marneuses plus ou moins dolomitiques qui les encadrent,

. Bassin des Ecailles de Digne : on n'y retrouve que des traces de kaolinite dans les séries marneuses,

. Bassins d'Embrun et de Gap : aucune trace de kaolinite n'y a été décelée, bien que les analyses aient porté sur près de deux cents échantillons.

Plusieurs faits tendent à prouver que cette kaolinite est d'origine détritique. Il existe une liaison d'ensemble entre la kaolinite et les assises à plaquettes calcaréo-détritiques et les assises à plaquettes calcaréo-détritiques dont le matériel est en partie issue des plateformes bordant le bassin. Il est donc probable que cette kaolinite s'est formée sur les reliefs très arasés et soumis à une altération latérisante situés en arrière de ces plateformes, sur l'emplacement actuel du Massif Central, du Massif Maures-Estérel et des prolongements de celui-ci vers le Sud-Ouest. A l'intérieur de la séquence type de la sédimentation en plaquette (fig. 32bis) il n'y a pas de liaison apparente entre la lithologie et la teneur en kaolinite, ce qui serait le cas si ce minéral était d'origine diagénétique (circulation d'eaux à pH acide dans les niveaux plus grossiers donc plus perméables) : on peut donc éliminer une origine secondaire.

L'absence de kaolinite dans les séries situées à l'Est de la dorsale dauphinoise prouve que l'obstacle formé par cette dernière était quasi-infranchissable pour ce minéral argileux. Ceci confirme que cette dorsale constituait dans son ensemble un relief escarpé et relativement élevé par rapport au fond du bassin adjacent. Les émergences sur cette dorsale étant certainement très locales, on doit admettre que les argiles se déplaçaient près du fond en suivant certains "couloirs structuraux".

Ce point est très important car il met en évidence un des aspects du mode de remplissage des bassins qui s'effectue longitudinalement selon les directions structurales dominantes (KUENEN, 1957). Nous verrons le phénomène jouer à plein dans le transport de la chlorite et des interstratifiés illite-montmorillonite depuis leurs lointaines sources du domaine alpin oriental.

2 - Membre supérieur :

L'abaissement de la dorsale dauphinoise permet à la kaolinite de s'étendre progressivement vers l'Est à partir du Callovien inférieur. On la retrouve en quantité notable dans le bassin des Écailles de Digne et en quantité moindre mais cependant appréciable dans la partie occidentale du bassin de Gap (Barcillonnette).

L'anchimétamorphisme au sens de KUBLER (1964) a-t-il pu entraîner la disparition, par transformation en un autre minéral, de la kaolinite qui aurait pu éventuellement se trouver dans les Terres Noires du Membre supérieur à l'Est du méridien de Gap ?

Cette question est délicate car elle met en cause les conditions de stabilité de la kaolinite dans la diagenèse, conditions qui sont loin d'être parfaitement éclaircies. DUNOYER de SEGONZAC (1969) a tenté de mettre de l'ordre dans ce domaine en se basant sur une bibliographie très complète et sur ses travaux personnels. Cet auteur considère que la kaolinite loin d'être stable jusque vers 300°C, comme l'écrivent VELDE et KORNPROBST (1969), peut être illitisée en présence de potassium et en pH alcalin à partir de 100°C. En tout cas, à partir de 200°C, la kaolinite disparaîtrait au profit des micas. Dans le cas des Terres Noires, on peut apporter plusieurs arguments qui tendraient à prouver que cette "disparition" s'effectue à beaucoup plus de 100°. On trouve en effet, des quantités importantes de kaolinite dans les Terres Noires du bassin de Laragne et cela jusqu'à la limite supérieure de l'anchizone, limite qui correspond approximativement à l'apparition de la schistosité dans l'anticlinorium de Laragne (J.HENRY et J.P.RICHERT, 1971).

Compte tenu des enfouissement connus, cette kaolinite, dont l'origine détritique est plus que probable, a dû être portée à une température avoisinant 180° C. Si on ne la trouve pas dans le Membre supérieur des Terres Noires de la partie occidentale du bassin de Gap, qui n'a pas atteint l'anchizone, c'est vraisemblablement qu'elle n'a jamais pu s'y déposer.

Ces conclusions ne permettent évidemment pas de statuer sur la présence ou l'absence originelle de la kaolinite dans les Terres Noires qui ont été soumises à l'anchimétamorphisme. Nous admettons en effet avec DUNOYER de SEGONZAC que ce minéral n'est pas stable dans l'anchizone.

L'absence totale de pyrophyllite dans les Terres Noires d'Embrun serait cependant étonnante si des quantités de kaolinite aussi importantes que dans le bassin de Laragne s'y étaient transformées au cours de la diagénèse. Pour conclure cette discussion il me semble assez peu probable que la kaolinite ait existé initialement dans les Terres Noires des bassins de Gap et d'Embrun atteintes par l'anchizone et il semble par contre, presque certain que ce minéral n'existait pas dans la partie des Terres Noires du bassin de Gap qui n'a pas atteint un tel niveau de diagénèse.

B - REPARTITION DE LA CHLORITE - (fig. 32)

1 . Membre inférieur :

La chlorite joue, dans les bassins nord-orientaux d'Embrun et de Gap, et dans une moindre mesure dans celui des Ecailles de Digne, le rôle tenu par la kaolinite dans les régions occidentales.

. Bassin vocontien : rares traces de chlorite dans les assises marneuses

. Bassin de Gap : la chlorite est très abondante à la base du Membre inférieur (Bajocien supérieur) et existe en quantité importante dans le reste de la série (niveaux détritiques surtout).

. Bassin d'Embrun : la chlorite, très abondante à la base de la série, se retrouve en quantités très notables dans les autres niveaux où elle est particulièrement liée aux bancs détritiques.

. Bassin des Ecailles de Digne (partie occidentale) les quantités de chlorite y sont assez faibles.

2 . Membre supérieur :

A partir du Callovien inférieur la chlorite est présente partout, aussi bien dans la région vocontienne que dans le bassin des écailles de Digne ; elle peut atteindre de très fortes teneurs dans certains niveaux du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur.

3 - Origine de la chlorite :

Nous avons vu que la kaolinite paraît essentiellement originaire des reliefs arasés situés en arrière des plateformes néritiques, dans des zones externes par rapport au futur domaine alpin. Pour admettre une origine identique pour une chlorite que nous savons détritique, il faudrait envisager une alternance de climat tropical hydrolisant et de climat froid bloquant les hydrolyses (TARDY, 1969). Une telle proposition, serait en contradiction avec ce que l'on constate sur l'autre versant du Massif Central, sur la bordure Nord-Est du bassin d'Aquitaine. DELFAUD et GAUTHIER (1968) y soulignent en effet l'extrême faiblesse des apports terrigènes en provenance du Massif Central et l'absence de chlorite dans le Jurassique. En outre, les zones vraiment émergées ont du être extrêmement réduites au Callovo-Oxfordien, période pendant laquelle il semble que la mer alpine se soit étendue assez loin vers l'Ouest (ELMI, 1967).

De la-même façon, le Massif Maures-Esterel et son prolongement probable sous la Méditerranée n'ont pu contribuer à fournir cette chlorite détritique car on sait qu'une sédimentation surtout chimique se développait sur ses bordures marquant ainsi des conditions assez proches de celles régnant sur le Massif Central.

Il semble bien, et les vicissitudes de la répartition de la chlorite en fonction des mouvements de la Dorsale dauphinoise le suggère fortement (fig.32) qu'il faille chercher à l'intérieur du domaine alpin la source de cette chlorite détritique. Les coulées boueuses visibles dans les Terres Noires bordant le seuil de St Julien sont particulièrement riches en chlorites ; les bancs granoclassés où les bassins de Gap et d'Embrun sont également riches en chlorite ; enfin la chlorite est particulièrement abondante dans le Callovo-Oxfordien du bassin de Die-Laragne, qui passe latéralement à une assise à plaquettes détritiques se développant en direction des zones internes des Alpes. Tous ces faits vont effectivement dans le sens d'une origine alpine relativement proche pour les bancs resédimentés de Gap et d'Embrun, plus éloignée dans le cas des marnes du Callovo-Oxfordien (*). Il faut d'ailleurs souligner que la chlorite n'est pas excessivement abondante dans les Terres Noires et que la plus grande partie du matériel argileux est formée par l'illite et l'interstratifié illite-montmorillonite.

Les conditions climatiques ne constituent pas un obstacle à la conservation de la chlorite, à condition que l'altération soit ménagée.

(*) cf. I. Chapitre VI, § E et F.

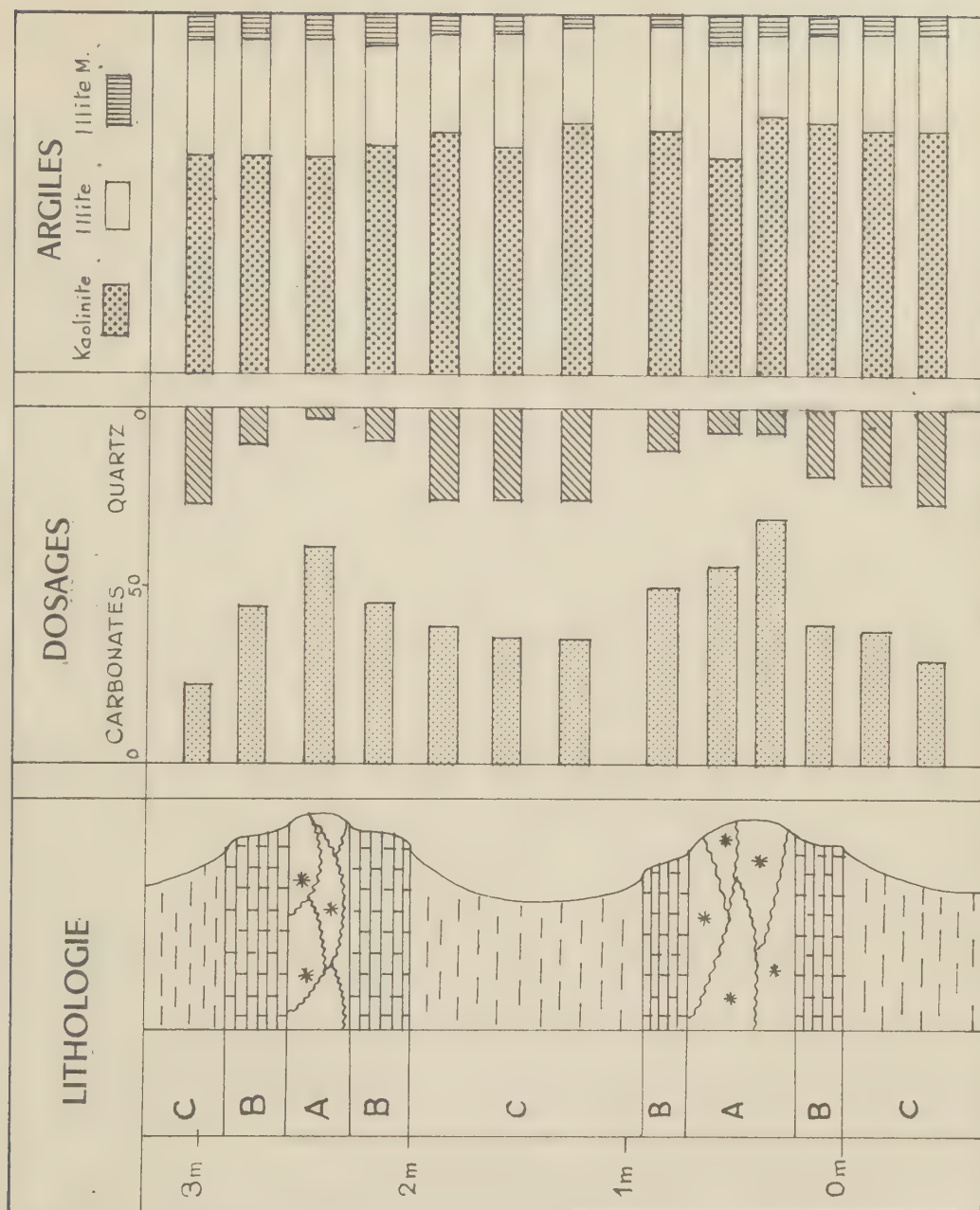
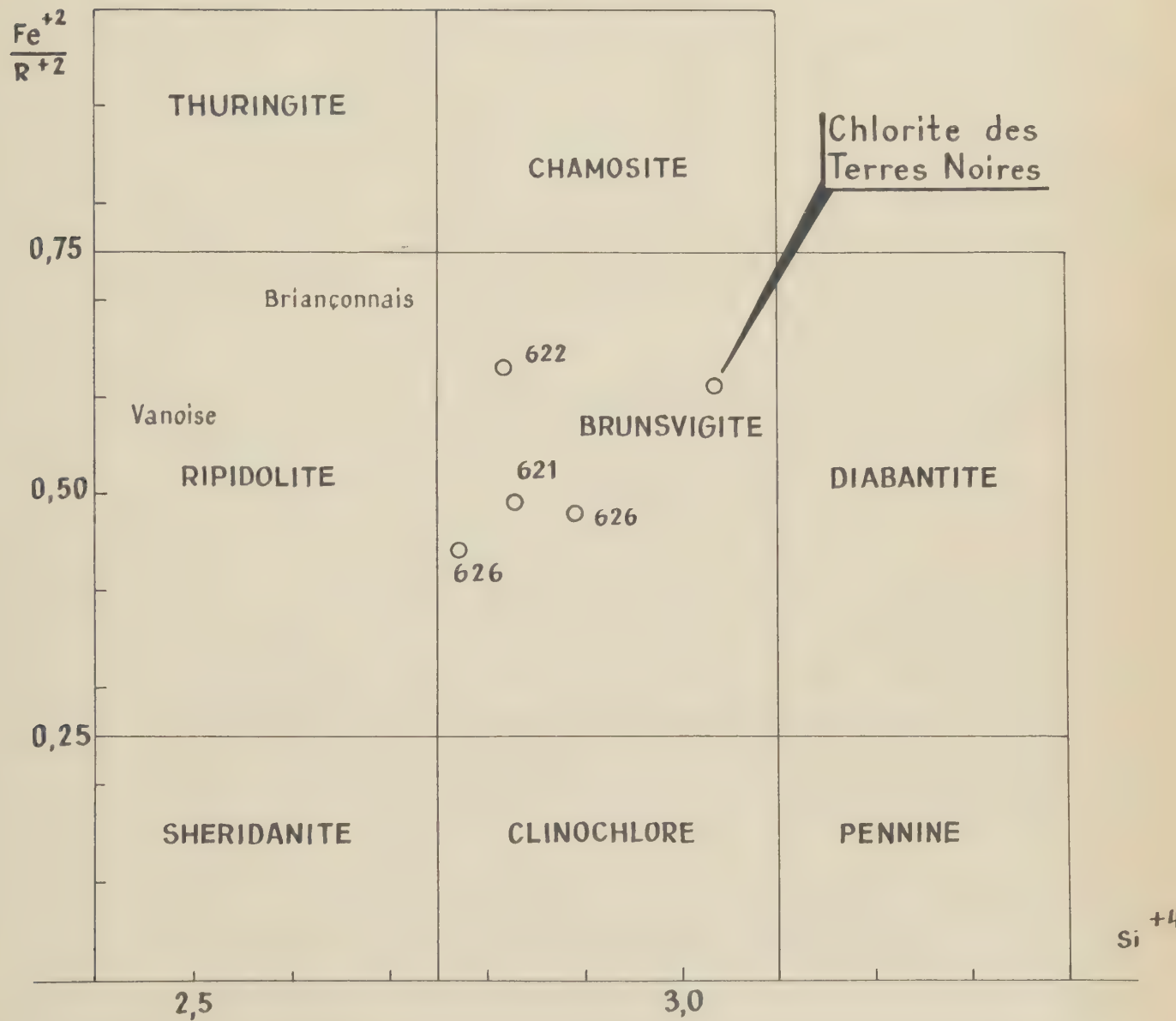


Fig. 32 bis. INDEPENDANCE DE LA KAOLINITE VIS-A-VIS DES AUTRES CONSTITUANTS A L'INTERIEUR D'UNE ASSISE A PLAQUETTES (AUREL) (d'après ARTRU et GAUTHIER 1967)

Position de la classification de FOSTER (1962) de la chlorite des Terres Noires.



○ Position des chlorites des schistes lustrés d'après Dunoyer de Segonzac (1970)

Les reliefs du domaine alpin, dont la surrection a dû accompagner l'effondrement des bassins où se sont déposées les Terres Noires, étaient probablement soumis à une érosion trop rapide pour que l'altération y devienne latérisante. L'exemple de la Molasse oligocène de Suisse est à cet égard particulièrement significatif. Malgré un climat sub-tropical (C.SITTLER, 1965), le matériel argileux livré au bassin est essentiellement formé de micas détritiques, de chlorite et d'un peu de montmorillonite (VERNET, 1959 et FRAUTSCHI, 1970).

Les résultats des campagnes du C.N.E.X.O. en Méditerranée occidentale, récemment publiés par H.CHANLEY, G.PAUTOT et al. (1971), ont montré que l'illite à forte cristallinité et la chlorite parfaitement cristallisée, formaient parfois l'essentiel de la fraction argileuse des sédiments prélevés à la base du talus continental ou autour des dômes de sel. Des échantillons provenant de la région située au Nord des Baléares étudiés à l'heure actuelle par A.MAUFFRET, présentent également une fraction argileuse composée d'illite à forte cristallinité et de chlorite (communication orale).

J.L. RUMEAU, sur la base d'une étude statistique de l'ensemble des résultats géochimiques par l'analyse factorielle, conclut au caractère purement hérité de ce type d'association minéralogique dont le mode de mise en place n'est pas sans poser quelques problèmes.

4 - Conséquences générales :

Nous retiendrons de cette discussion, en premier lieu, l'existence d'émersions à cette époque dans le domaine alpin, émersions accompagnées d'érosions plus ou moins importantes. Nous retiendrons également l'importance du contrôle structural dans la répartition du matériel argileux, mécanisme que nous avons vu à l'oeuvre non seulement dans les Terres Noires (ARTRU, 1967), mais également dans le Lias argileux (ARTRU et GAUTHIER, 1968).

Enfin sur un plan plus général, il me paraît important de souligner que l'apparition de la chlorite ne peut constituer un critère de diagenèse dans les bassins qui ont pu être nourris par des zones orogéniquement actives. Dans la mesure où le phénomène d'alimentation en chlorite détritique de ces bassins interfère généralement avec un gradient de diagenèse croissante en direction de l'orogène, il conviendra de distinguer soigneusement ce qui revient à l'un ou l'autre de ces deux processus.

Dans de nombreux cas le remplissage de ces bassins s'effectue dans le sens de leur plus grande longueur à partir de zones souvent très éloignées et parfois disparues au cours du drame orogénique.

M. LANTEAUME (1962) dans sa discussion sur "la patrie supposée des nappes de Flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins" met l'accent sur ce cheminement longitudinal des terrigènes le long de l'axe d'un orogène.

L'oubli de ces considérations risquerait de conduire à des erreurs à la fois sur le sens et l'intensité des gradients de diagenèse et sur l'origine des apports terrigènes.

On peut résumer cette discussion en écrivant que les orogènes et leur bordure ont une "vocation chloritique" pour trois raisons principales :

- . un volcanisme basique, associé à l'orogénèse,
- . un métamorphisme synorogénique,
- . une érosion pré, syn et postorogénique de séries riches en chlorite.

CHAPITRE III

- EVOLUTION DIAGENETIQUE DE L'ILLITE ET DE L'ILLITE-MONTMORILLONITE -A - INTRODUCTION -

L'illite et l'illite-montmorillonite constituent la majeure partie de la phase argileuse des Terres Noires. Les variations quantitatives de l'ensemble de ces deux minéraux ne présentent guère d'intérêt. Par contre, leurs variations relatives l'un par rapport à l'autre constituent un phénomène digne d'être étudié. Depuis les études de WEAVER (1960), différents critères ont été mis au point, permettant de suivre l'évolution des interstratifiés. La proportion relative des constituants peut dépendre d'une part du milieu de dépôt, d'autre part de l'intensité des phénomènes diagénétiques tardifs (KUBLER 1968).

La recherche de minéraux indices (BARROW) a constitué la première étape dans l'établissement d'une zonéographie du métamorphisme (GRUBENMANN 1904). Un perfectionnement a été introduit par la prise en considération du chimisme originel de la roche (ESKOLA 1930, TURNER et VERMOOGEN, 1960). L'introduction de la variable pression constitue un nouveau progrès (MIYASHIRO, 1961 et WINKLER 1967).

Une deuxième tendance utilise les changements de composition chimique d'un même minéral comme indice de passage d'une zone à l'autre (WENK 1962, ATHERTON 1965, BUTLER 1965).

La méthode inaugurée par WEAVER et perfectionnée par B.KUBLER (1964), est basée sur la mesure de la cristallinité de la seule illite. Elle est adaptée à l'étude de la diagénèse dont elle constitue certainement un des meilleurs moyens d'approche. DUNOYER de SEGONZAC (1969), dans son travail fondamental consacré aux minéraux argileux dans la diagénèse donne de cette notion de diagénèse un historique et une bibliographie exhaustive. J'y renvoie le lecteur soucieux de se repérer dans une terminologie complexe et qui varie souvent d'un pays et même d'un auteur à l'autre.

B - EVOLUTION VERTICALE SUIVANT LA PROFONDEUR -

L'étude systématique de la fraction argileuse de l'ensemble des formations jurassiques a été poursuivie pendant près de dix ans dans les laboratoires de la SNPA. Cette étude s'est faite à l'échelle du Bas-

sin Rhodanien en liaison étroite avec l'étude de l'évolution de la phase organique et du degré géothermique.

Il est nécessaire, pour suivre l'évolution verticale des minéraux argileux, de replacer les Terres Noires dans leur contexte jurassique et même mésozoïque. En effet, l'épaisseur de la formation, bien qu'importante, reste en général insuffisante pour s'affranchir des variations d'origine sédimentaire qui sont parfois considérables.

1 . Le sondage de VALVIGNERES 1 (fig. 61)

Les premiers résultats publiés (P.ARTRU et J.GAUTHIER 1968), concernent le sondage de Valvignères situé à une vingtaine de kilomètres de la bordure occidentale du bassin. Ce sondage a traversé toute la série jurassique, sous son faciès dauphinois caractéristique (fig. 61). Les conclusions de cette étude portent sur l'intensité de la diagénèse, l'évolution des milieux de dépôt et la liaison existant entre la qualité de l'apport terrigène d'une part, le contrôle structural exercé par la dorsale dauphinoise d'autre part. Je ne reprendrai ici que les conclusions relatives à la diagénèse.

. le rapport illite/illite-montmorillonite, largement inférieur à 1 dans le Berriasien (où on a même un pourcentage non négligeable de montmorillonite) augmente progressivement du haut vers le bas jusqu'au Lias inférieur, où la proportion d'illite devient brusquement beaucoup plus faible. L'augmentation progressive est attribuée à un phénomène diagénétique, dans la mesure où elle n'apparaît pas liée à une variation lithologique. La brusque variation constatée au sommet du Lias inférieur carbonaté, peut être partiellement causée par l'existence d'un milieu de dépôt plus agradant (MILLOT, 1949, 1964, LUCAS, 1962). On peut également l'attribuer à un phénomène thermique, interprétation qui prévaudrait à l'heure actuelle.

Les argiles sont en général moins conductrices de la chaleur que les carbonates et dans le cas particulier du Jurassique du Bassin Rhodanien, on a constaté effectivement une assez nette diminution du degré géothermique au sein des Terres Noires ou du Lias supérieur. La conséquence de ce phénomène, mis en évidence par C.ALLIOT et H.COUSTAU (1965) a été qualifiée "d'effet d'écran thermique des marnes jurassiques" . Il équivaut à une remontée des isothermes dans les niveaux sous-jacents, ce qui expliquerait la brusque augmentation du degré de diagénèse constatée dans les carbonates du Lias inférieur. La température à laquelle ont été portés le Lias inférieur de Valvignères aurait atteint 175 à 180° C, et

on se situerait d'après la cristallinité de l'illite, au sommet de l'anchizone.

2 - Le sondage "Les Angles 1" (fig.39) -

Ce sondage situé près d'Avignon a traversé également toute la série sédimentaire du Barrémien au Trias salifère, qu'il a pénétré sur 400 m, atteignant la profondeur de 5660 m.

2.a - Critères utilisés : j'ai utilisé deux critères

. l'indice de KUBLER, c'est-à-dire la largeur du pic 001 de l'illite à la moitié de sa hauteur dans des conditions bien définies (KUBLER, 1964, 1967). Cet indice est de mesure plus aisée que celle de l'indice de WEAVER (1960) et a pratiquement remplacé ce dernier dans les laboratoires universitaires et pétroliers (fig.34).

. le diagramme d'ESQUEVIN (1969), cet auteur a montré qu'il était nécessaire de tenir compte de la composition chimique des illites, pour la détermination du degré de diagenèse. D'une manière approchée, le rapport des intensités des pics 002/001, de l'illite, varie en fonction de la composition chimique des illites, et en particulier du rapport Mg/Al. Pour un certain nombre d'échantillons, on obtient des nuages de points dont l'allure nous renseigne sur le degré de diagenèse ou de métamorphisme, en tenant compte des variations de composition chimique.

2.b - Résultats : on constate quatre phases dans l'évolution de la fraction argileuse.

. Jusqu'à 2000 m environ, nous sommes dans la zone de stabilité de la montmorillonite et la proportion d'interstratifié illite-montmorillonite est très forte. Les variations de cristallinité observées dans cette zone sont surtout d'origine sédimentaire. Statistiquement parlant, l'indice de KUBLER est supérieur à 7.

. de 2000 à 4000 m, les indices de KUBLER restent élevés en raison du fort pourcentage d'illite montmorillonite. Il existe une relation négative indice de KUBLER - rapport 002/001. ESQUEVIN qui a mis en évidence des faits identiques dans le Mésozoïque du Bassin d'Aquitaine pense que le magnésium agit comme un catalyseur de cristallisation à température et pression relativement faibles : plus il y a de magnésium, plus la cristallinité est élevée.

J'appellerai cette zone : zone de diagenèse avancée ($4 < IK < 7$)

. De 4000 à 4800 m on constate une diminution très nette de l'indice de KUBLER et une relation positive indice de KUBLER-rapport 002/001.

Pour ESQUEVIN, le magnésium jouerait à des températures et des pressions plus élevées le rôle d'un inhibiteur de cristallisation. Cette zone est la zone anchimétamorphique.

. de 4800 à 5660. Les indices de KUBLER deviennent inférieurs à 3. Il y a indépendance entre indice de KUBLER et rapport 002/001, c'est l'épimétamorphisme.

2 c . Conclusion :

2 c 1 . Résultats méthodologiques : L'étude du sondage de "Les Angles 1" a permis de mettre en évidence l'augmentation de cristallinité des illites avec la profondeur et de caractériser plusieurs zones de diagénèse croissante définies surtout par les indices de KUBLER (IK)

- . la zone de diagénèse normale ($IK > 7$),
- . la zone de diagénèse avancée ($4 < IK < 7$),
- . la zone anchimétamorphique ($2,5 < IK < 4$),
- . la zone épimétamorphique ($IK < 2,5$).

Seules les deux dernières zones sont classiques. Il n'est pas dans mon intention d'en créer de nouvelles mais de montrer que la mesure de la cristallinité permet de définir des zones qui, à l'échelle d'un bassin, peuvent avoir un intérêt pratique. Cette question sera reprise après l'étude des variations horizontales à l'intérieur de la formation des Terres Noires.

2 c . 2 . Causes de l'évolution verticale de la cristallinité

Si la cristallinité de l'illite dans un échantillon donné peut résulter de causes sédimentaires (milieu de dépôt plus ou moins agrasant, présence de micas détritiques), une évolution comme celle que nous suivons sur plus de 5000 m aux Angles est manifestement d'origine diagénétique. C'est l'augmentation de la température et de la pression avec la profondeur qui occasionnent une réorganisation profonde du réseau cristallin.

C - EVOLUTION LATÉRALE EN DIRECTION DE LA CHAÎNE ALPINE -

Pour mettre en évidence l'évolution verticale il a fallu opérer sur toute la colonne sédimentaire du Mésozoïque. Au contraire, pour étudier la variation horizontale de cristallinité, nous sommes restés à l'intérieur de la formation des Terres Noires. L'homogénéité lithologique de cette formation était un élément positif car plus les variations originelles dues à la sédimentation sont importantes, plus il devient difficile de faire la part de la diagénèse dans l'état actuel de la roche.

Il est raisonnable de penser que dans la région des chaînes sub-alpines, les contraintes mécaniques et thermiques ont été moins fortes que dans les zones les plus internes où les déformations de grande amplitude sont la règle. L'aspect des Terres Noires à l'affleurement suggère

d'ailleurs une évolution ; en particulier, l'existence d'un front de schistosité coïncidant grossièrement avec le méridien de Gap (*) prouve une aggravation des contraintes mécaniques en direction de l'axe de la chaîne alpine.

1 - Choix des méthodes :

Je ne parlerai ici que des modifications de la fraction argileuse. Mais, dans cette étude nous avons utilisé conjointement la palynoplantologie et la chimie organique. Le lecteur pourra donc se reporter au Chapitre X § D.2 et au Chapitre X § D.3 pour ce qui concerne les résultats obtenus par ces deux autres méthodes. Outre la note ARTRU et al. (1969), la thèse de G.DUNOYER de SEGONZAC contient un exposé très complet de cette étude, que cet auteur a d'ailleurs étendu, aux domaines plus internes de la chaîne alpine. Une étude récente de M.FREY (1970) pour la Suisse, englobe, elle aussi, des zones assez internes.

Les échantillons, au nombre d'une vingtaine, ont été prélevés depuis Aurel à l'Ouest jusqu'à Barcelonnette à l'Est (fig.37). Il s'agit essentiellement d'échantillons du Membre supérieur, sauf aux environs d'Embrun où ce membre n'affleure pas. En réalité la position stratigraphique ne joue pratiquement aucun rôle dans l'évolution constatée.

Comme pour l'évolution verticale, on a utilisé l'indice de KUBLER et le diagramme ESQUEVIN. On a aussi déterminé la composition chimique (éléments majeurs) et les cations échangeables. Enfin, un aperçu plus direct du phénomène a été obtenu par microscopie électronique et optique.

2 - Résultats :

2.a - Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite :

Les figures 37 et 38 montrent la décroissance de la largeur du pic 001 de l'illite en allant vers l'Est. Cette augmentation de cristallinité permet déjà de distinguer :

- . une zone de diagenèse "normale" entre Die et Veynes,
- . une zone de diagenèse "avancée" correspondant à la région de Gap,
- . une zone anchimétamorphique dans la région Embrun-Barcelonnette.

Pour chacune de ces trois zones on obtient un nuage de points : la zone Die-Veynes se caractérise par une cristallinité très variable et des rapports 002/001 plutôt faibles. C'est la diagenèse normale ($IK > 7$).

Pour des cristallinités plus fortes, la zone de Gap donne un nuage points dispersé et montre une croissance du rapport 002/001. C'est la diagenèse avancée passant à l'anchimétamorphisme.

(*) cf. II, Chapitre X § D.3.

Enfin la zone d'Embrun-Barcelonnette présente une image aplatie. Les cristallinités sont fortes, les variations de composition chimique n'interviennent pratiquement plus ; le stade de l'anchimétamorphisme est atteint.

2 b . Le problème de l'allevardite (interstratifié régulier illite-montmorillonite) :

2 b 1. Allevardite et anchimétamorphisme : des centaines d'analyses diffractométriques effectuées sur les Terres Noires du bassin occidental n'ont jamais permis la mise en évidence d'interstratifié régulier illite-montmorillonite ; tout au plus, une certaine tendance à la formation de ce minéral a-t-elle pu être constatée.

Nous avons vu que ce n'est qu'aux environs d'Embrun qu'apparaît l'allevardite véritable à la limite supérieure de la zone anchimétamorphique. Cette zone semble donc correspondre, du moins pour les Terres Noires, à des conditions de stabilité de ce minéral. Cette observation rejoint celles effectuées par ARTRU et SAUVAN dans le Crétacé inférieur des hauts plateaux tunisiens (inédit), par B.KUBLER dans le Carbonifère du Nord de la France, par J.GAUTHIER dans le Paléozoïque du Maroc (inédit)

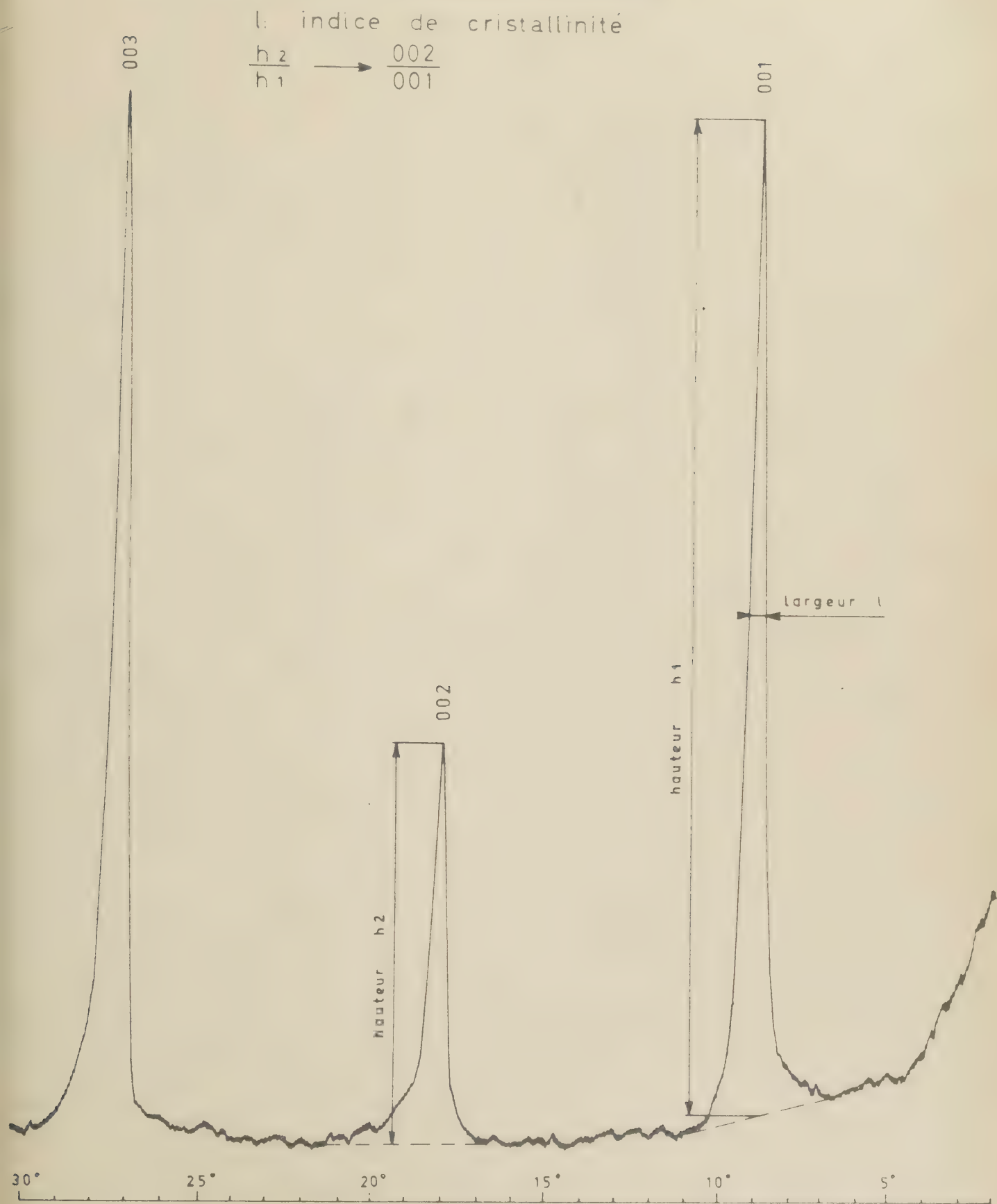
L'association allevardite-anchizone est également soulignée par CHENNAUX & DUNNOYER de SEGONZAC (1970), dans le Sahara occidental et par DUNNOYER de SEGONZAC et HEDDEBAUT (1971) dans les Pyrénées basques. Il s'agit bien sûr dans tous les cas d'allevardite authigène, d'origine diagénétique mais nous verrons qu'il existe également de l'allevardite détritique.

2 b 2. Allevardite et matière organique détritique : Une autre constatation est celle d'une relation fréquente entre l'allevardite et une matière organique ligneuse, sans liaison avec les éléments-traces et fortement carbonisée (J.STEVAUX, 1967, B.KUBLER 1968 & 1966)

Cette relation est présente dans la plupart des exemples précédents et en particulier dans la grande formation argileuse de Sidi Kraïf du Néocomien de Tunisie centrale. Compte tenu de la nature très ligneuse de la matière organique des Terres Noires, la présence d'allevardite dans cette formation n'a donc rien d'étonnant. Elle s'accorde moins bien avec l'existence de fortes teneurs en potassium.

Sur le mécanisme de formation de l'allevardite, nous en sommes encore au stade des hypothèses. L'interstratifié illite-montmorillonite présente un déficit en potassium et en sodium en arrivant à l'état de particule détritique dans un bassin marin. En outre, il forme des complexes

Figure 34 Mesure de la cristallinité et du rapport 002/001 des illites.



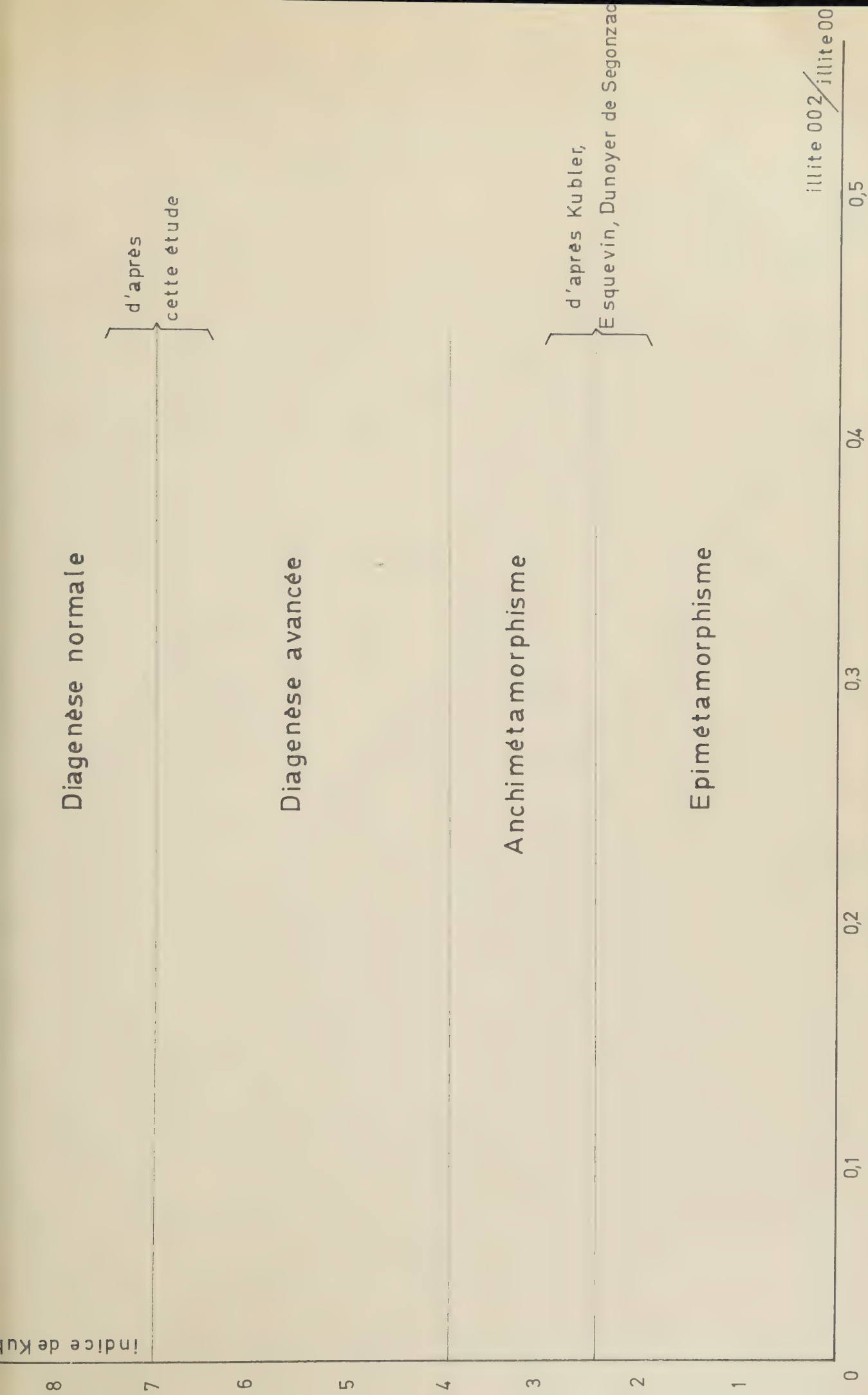


Figure 35 Définition des zones de métamorphisme utilisées dans l'étude de la diagenèse du Bassin Rhodanien en se basant sur la cristallinité de l'illite.

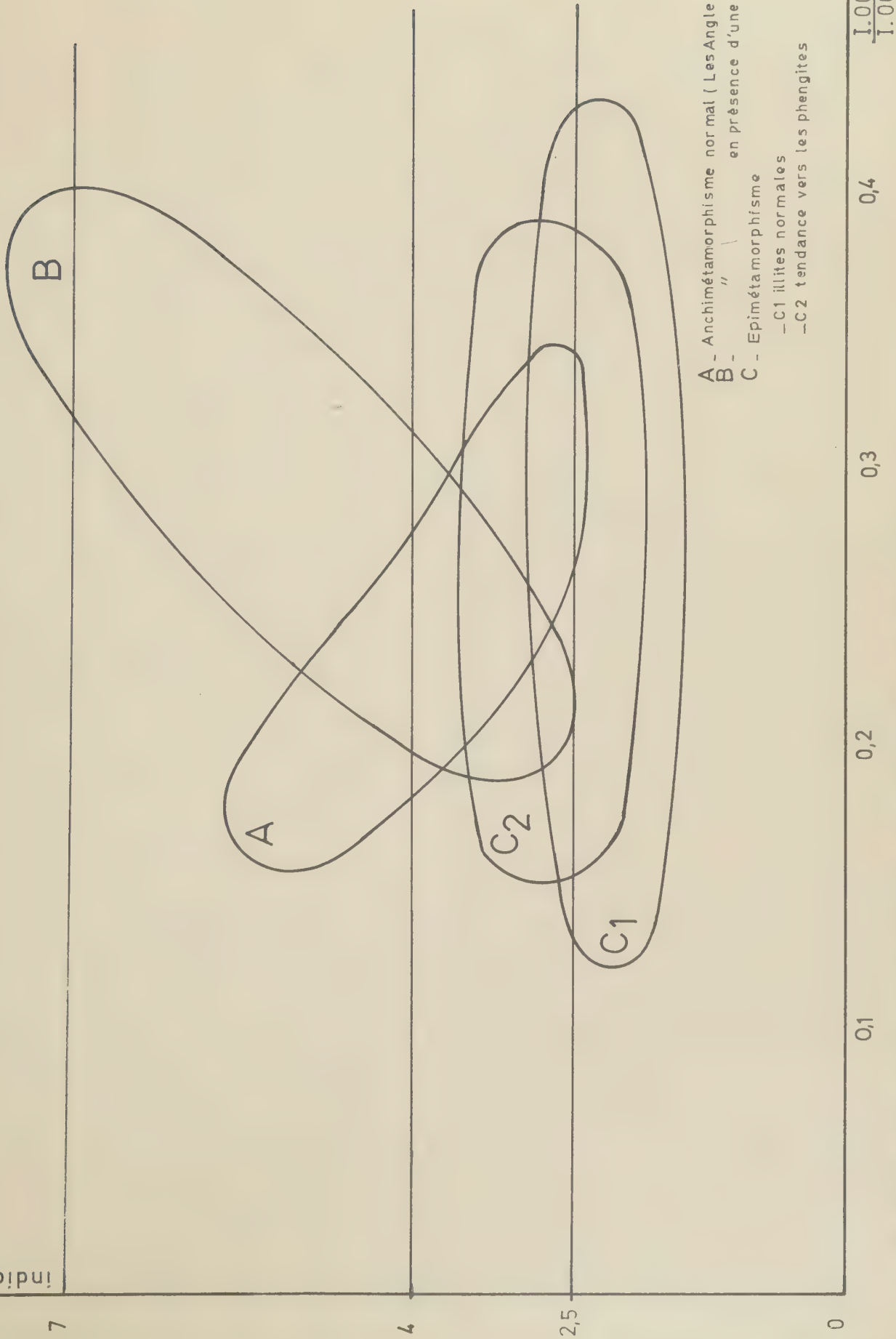


Figure 36 Différents types de relation cristallinité - rapport 002/001 des illites dans le domaine anchimetamorphique
(Adapté d'Esquevin 1969)

argilo-organiques particulièrement stables. Au contact du milieu marin presque toujours alcalin, l'interstratifié illite-montmorillonite s'enrichit en potassium et se transforme progressivement en illite ce que l'on constate dans les séries très carbonatées.

Cette évolution peut se trouver bloquée par un enfouissement rapide, d'où la fréquence des interstratifiés irréguliers dans les grandes séries argileuses. Au cours des enfouissements ultérieurs, l'expulsion de l'eau et l'adsorption de potassium, entraînent une tendance à la formation d'illite. Cette deuxième évolution peut elle aussi se trouver inhibée, d'une part par la présence de matières organiques étroitement associée à l'illite-montmorillonite (cas des séries charbonneuses) d'autre part, par l'existence de barrières de perméabilité qui empêchent l'évacuation des fluides, ce qui entraîne des augmentations considérables de la pression. C'est dans ces conditions que se formerait l'allevardite, par régularisation de l'illite-montmorillonite selon un processus cristallo-chimique qui reste à définir.

2 c . Variations de composition chimique :

2 c 1. Variations des éléments majeurs (tableau III) La variabilité des pourcentages des différents minéraux argileux est importante et la détermination de ces pourcentages par la mesure de la hauteur des pics de diffraction n'est que semi-quantitative. Il est par conséquent difficile de relier les variations de ces pourcentages minéralogiques aux variations des éléments chimiques majeurs.

Une autre difficulté réside dans le fait que la différenciation chimique entre la kaolinite et la chlorite des Terres Noires n'est pas très importante. La kaolinite est naturellement alumineuse (sa formule est stable) alors que la chlorite est alumino-ferrique plutôt que magnésienne.

En comparant les résultats de l'analyse chimique au "diagramme ESQUEVIN" (cristallinités - rapport 002/001 de l'illite), on voit que l'augmentation sensible de l'alumine dans les quatre échantillons orientaux pourrait correspondre aux illites plus alumineuses suggérées par la diminution du rapport 002/001. Quant à la stabilité relative du magnésium, elle peut signifier que la diminution du magnésium des illites (rapport 002/001) est compensée par l'augmentation du pourcentage de chlorite dans les échantillons provenant de la région orientale. Le nombre d'échantillons devrait cependant être augmenté pour que ces résultats soient mieux assurés.

2 c 2. Capacité d'échange cationique (tableau IV). Elle a été mesurée sur la roche totale au Centre de Pédologie du CNRS de Nancy par

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	P.F.	Somme
Aa 6	53,8	24,5	2,5	< 0,2	6,2	0,029	0,80	0,23	5,00	7,49	95,37
Aa 9	51,5	27,9	1,7	< 0,2	7,4	0,026	0,62	0,38	6,20	8,05	97,15
A 49	55,3	25,7	1,8	0,3	3,6	0,034	0,74	0,41	3,62	8,58	96,02
A 47	48,9	34,2	1,0	< 0,2	2,0	0,045	1,84	1,85	4,55	8,13	96,09
A 58	49,8	29,4	1,7	< 0,2	4,8	0,030	1,57	1,07	6,40	7,44	94,95
A 44	47,6	32,4	1,8	< 0,2	2,6	0,035	1,60	0,94	6,00	7,57	93,59
A 42	47,9	33,6	1,3	< 0,2	2,2	0,045	1,53	0,51	5,73	8,17	94,78
A 56	58,0	26,6	2,4	< 0,2	2,3	0,024	0,95	0,63	4,75	6,76	97,06

TABEAU 3 - Composition chimique de la fraction argileuse inférieure à 2 microns de 8 échantillons des Terres Noires répartis d'Aurel à Embrun.

(d'après ARTRU, DUNOYER de SEGONZAC et al., 1969).

	K^{+}	Na^{+}	Ca^{++}	Mg^{++}	S	T
Aa 8	1,0	0	56	2,5	59,5	15,5
Aa 2	1,6	0	50	5,5	57,1	9
A 49	1,1	0,1	50	1,1	52,3	8
A 48	1,0	0,1	44	7,8	52,9	7
A 44	1,2	0,1	49	2,5	52,8	7
A 56	1,1	0	46	2,1	49,2	3,2

TABLEAU 4 - Terres Noires - Capacité d'échange cationique (T) de la roche totale en meq/100 g. Somme des cations solubles (S) en meq/100 g. La teneur en carbonates est d'environ 35 %.

l'obligeance de M.HETIER (tableau IV). La capacité d'échange T décroît régulièrement d'Ouest en Est. La teneur en argile étant d'environ 50% dans ces échantillons, la capacité d'échange de l'argile elle-même est de l'ordre du double. On retrouve ici la liaison entre capacité d'échange et capacité de gonflement que G.DUNOYER de SEGONZAC a mis en évidence dans le sondage de Logbaba (thèse 1969 fig. 19)

3 . Observation microscopique (planches II et III)

3 a . Examen en lame mince : Il a permis surtout de suivre la recristallisation de ce matériel argilo-quartzeux et calcaire. A partir de Gap, se développe une schistosité de flux, qui devient très importante au-delà de Serre-Ponçon. Si les tensions jouent un rôle dans la recristallisation des minéraux phylliteux, elles ont pu s'exercer ici pleinement.

3 b . Microscopie électronique : La recristallisation des argiles et en particulier celle de l'illite se traduit par des changements morphologiques observables au microscope électronique. Les photographies montrent l'aspect des minéraux argileux à l'Ouest (Aa 9) et à l'Est (A42). La taille augmente, les contours se précisent, les surfaces se nettoient. Aa9 offre l'image classique d'une illite sédimentaire ; A42 se présente déjà comme un mica.

4 . Conclusions sur les variations de la phase argileuse dues à un gradient horizontal de diagenèse :

Parmi les variations dues à la diagenèse, nous avons constaté :

- . une augmentation assez régulière de la cristallinité en direction de l'Est,

- . une augmentation de la teneur en aluminium des illites qui correspond à une augmentation des pics 002/001

- . la diminution de la capacité d'échange cationique dans les échantillons orientaux,

- . l'apparition de l'allevardite vraie tout au début de l'an-chimétamorphisme puis sa disparition dans un stade plus avancé de la diagenèse.

Parmi les causes de ces variations diagénétiques, on serait tenté de placer les contraintes mécaniques. Ces dernières sont bien mises en évidence d'une part par un simple examen des lames minces (Planches II et III). Néanmoins, il ne s'agirait là que d'une simple relation de convergence et ces contraintes mécaniques ne seraient en aucune manière la cause de ces variations de cristallinités. Rappelons en effet que KUBLER (1968) a démontré le rôle secondaire de ces contraintes dans l'augmentation de

la cristallinité des illites. La liaison fréquente entre schistosité et cristallinité serait pour lui la simple conséquence du fait que ces deux phénomènes sont sous la dépendance du facteur température, la schistosité étant évidemment due également aux effets mécaniques. Si nous écartons les contraintes mécaniques comme facteur essentiel de diagenèse des argiles il reste à déterminer à quel type de gradient géothermique sont dues les modifications observées dans les Terres Noires. En 1969, nous écrivions "admettre qu'il s'agit d'un gradient géothermique normal, conduit à envisager un maximum d'enfouissement dans la région orientale. Il n'est pas prouvé que les nappes de l'Embrunais-Ubaye ont constitué une surcharge comparable ou supérieure à celle provoquée par la grande épaisseur des dépôts crétacés de la zone occidentale. On peut admettre avec plus de certitude qu'au cours du drame orogénique alpin, peut-être en liaison avec le métamorphisme prouvé des zones internes, un flux thermique particulièrement intense a entraîné un début de métamorphisme dans la région orientale. La région occidentale, trop éloignée, n'en aurait pas subi les effets, ou tout au moins, ne les aurait subis que d'une manière très atténuée".

Ces vues, exprimées, en 1969 se sont trouvées en partie vérifiées par la mise en évidence d'un degré géothermique anormal (20 mètres par degré C) dans le sondage de Sigoyer. La région occidentale de cette étude paraît posséder, par contre, un degré géothermique normal (33 m/degré C dans les sondages d'Aurel 1 et Montagne de Lure).

D - CONCLUSIONS SUR LES GRADIENTS DE DIAGENESE -

L'étude d'une transversale en direction des Alpes à l'intérieur de la formation des Terres Noires m'a permis, en collaboration avec DUNOYER de SEGONZAC, de mettre en évidence un gradient de diagenèse horizontal que l'on peut attribuer à un métamorphisme alpin. G.DUNOYER de SEGONZAC a d'ailleurs poursuivi cette étude jusque dans les zones les plus internes (1969) atteinte par l'épizone de diagenèse et passant ainsi le relais au métamorphisme classique des schistes lustrés.

La mise en évidence d'un gradient de diagenèse vertical a été poursuivi conjointement par G.DUNOYER de SEGONZAC et moi-même. Cet auteur a montré comment, à l'intérieur de la formation des Terres Noires et dans les termes supérieurs du Lias on pouvait suivre la diagenèse dans les stades précédant l'anchizone (1969). Parallèlement je suivais l'évolution de

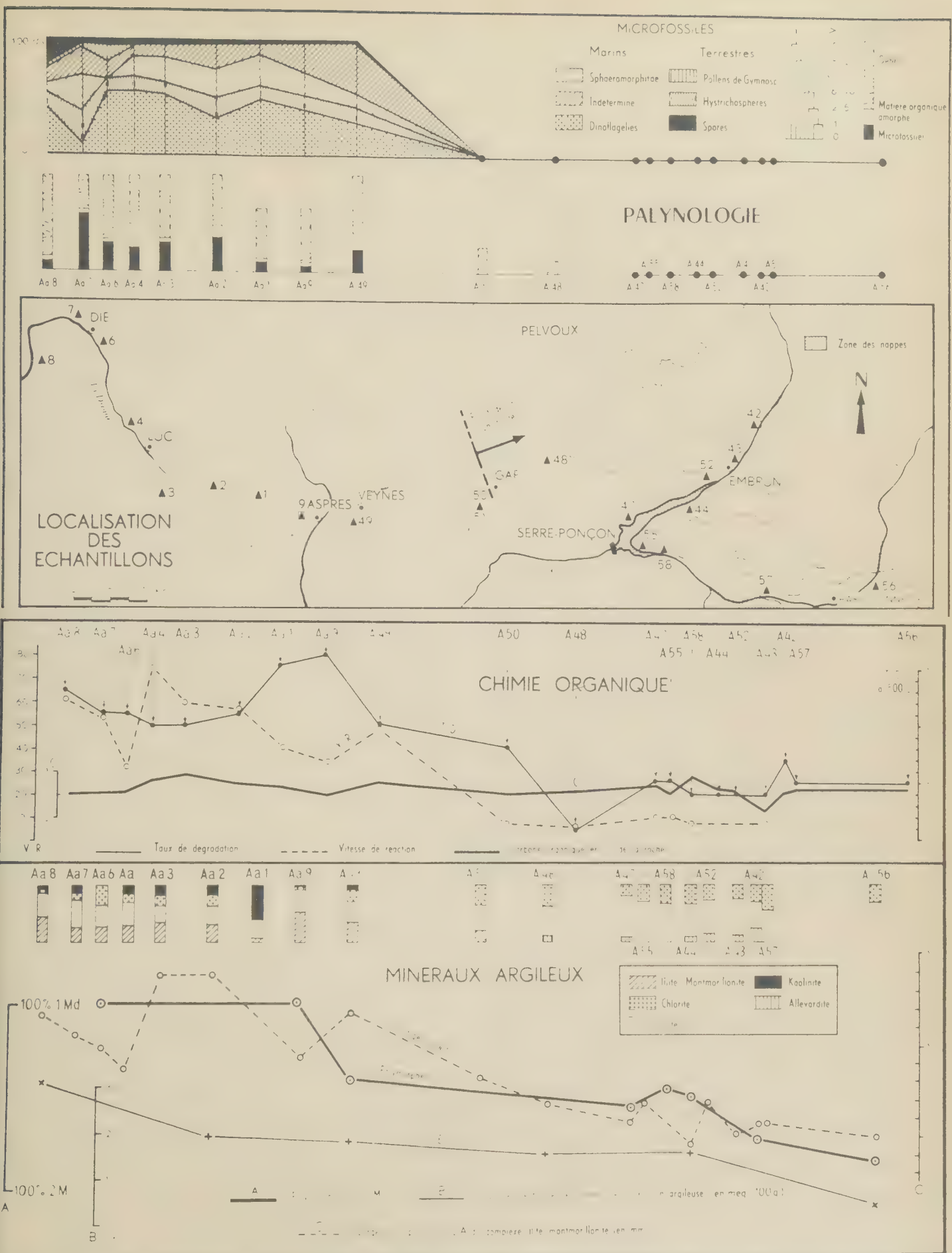


Figure 37. Evolution latérale de la cristallinité en direction de l'axe de la Chaîne alpine (Artru, Dunoyer de Segonzac & al., 1969)

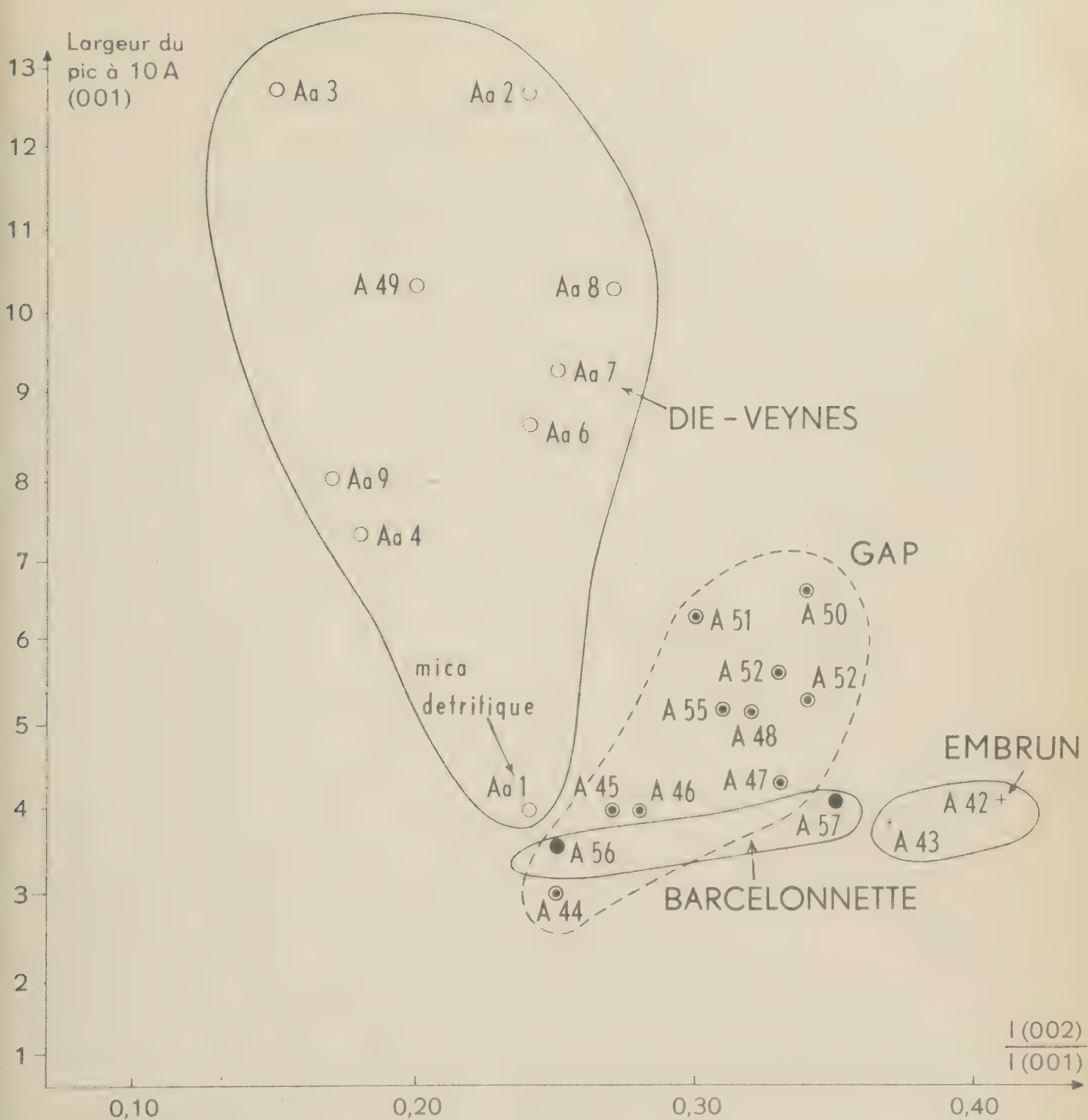


Fig. 38 TRANSVERSALE W-E DANS LES TERRES NOIRES. DIAGRAMME D'ESQUEVIN

- Diagenèse normale : région occidentale (Die-Veynes)
- Diagenèse avancée avec tendance allevardite (Gap)
- Anchimétamorphisme (Embrun - Barcelonnette)

la diagenèse dans la série mésozoïque jusqu'à l'anchizone (ARTRU & GAUTHIER, 1968) puis l'épizone (ARTRU 1968, inédit). Au terme de toutes ces recherches, il m'a semblé que l'on pouvait tenter de bâtir une zonéographie de la diagenèse à l'échelle du bassin rhodanien, dont les résultats sont exposés dans le chapitre suivant.

Figure 39 Etude de la cristallinité des illites dans le sondage Les Angles 1.

illite largeur
du pic 001 à 10 Å

Carottes 1 à 6
(1800 à 3300 m.)

sondage: Les Angles 1
"A"

Carottes 7 à 12
(3300 à 4800 m.)

illite 002 / illite 001

0,1 0,2 0,3 0,4 0,5

illite largeur
du pic 001 à 10 Å

sondage: Les Angles 1
"B"

Carottes 13 à 17
(4800 à 5662 m.)

PHENGITES

illite 002 / illite 001

0,1 0,2 0,3 0,4 0,5

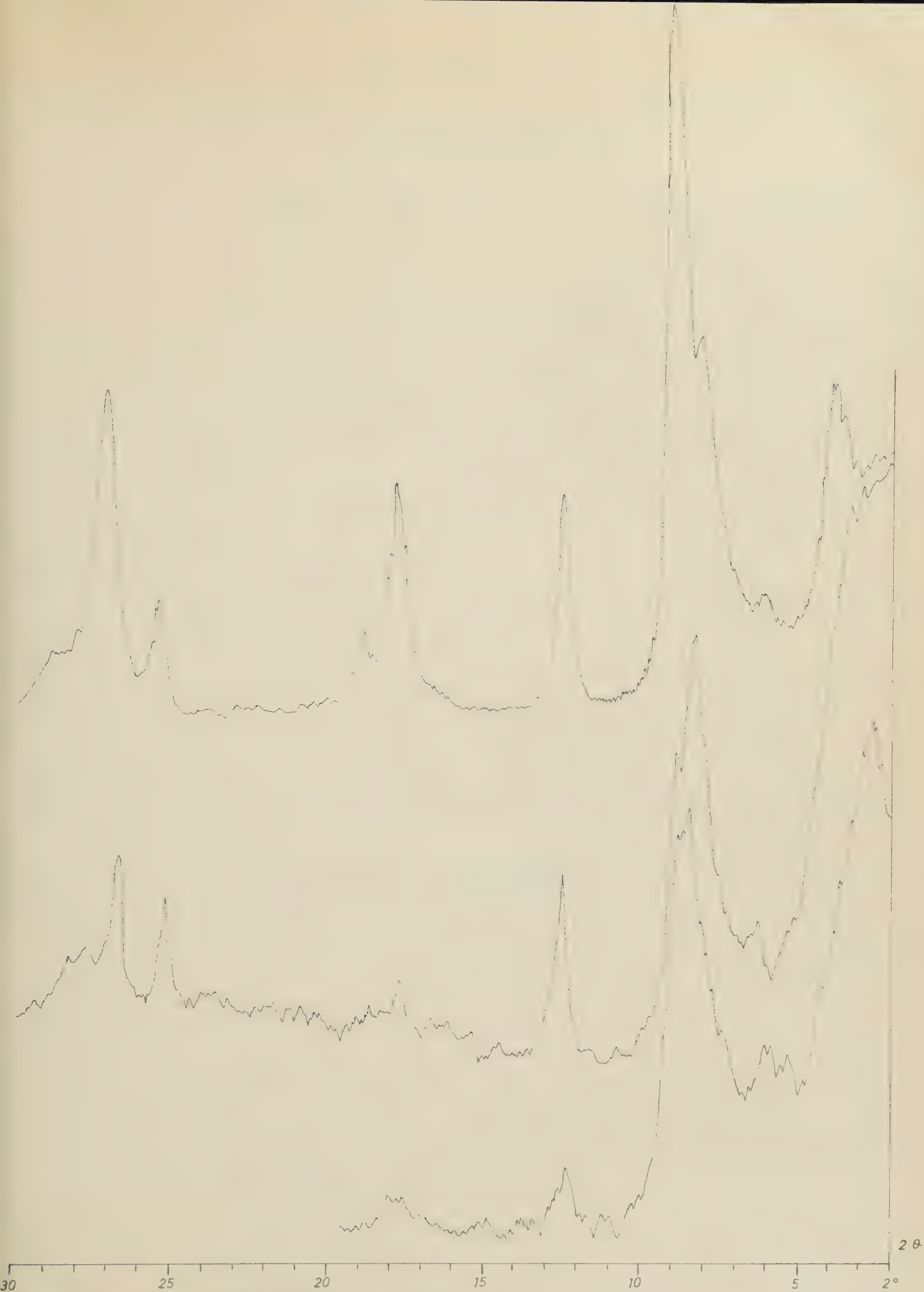


Figure 40 A. Diagramme de la fraction argileuse à allevardite des Terres Noires de Gap
 B. Diagramme de la fraction argileuse à allevardite du Néocomien des Hauts-Plateaux tunisiens.
 C. Diagramme de la fraction argileuse à allevardite du Callovo-oxfordien du sondage de Pfaffnau (Suisse)

CHAPITRE IV

- ESSAI DE ZONEOGRAPHIE DE LA DIAGENÈSE DANS LE BASSIN RHODANIEN -

Les résultats obtenus dans l'étude des évolutions verticales et horizontales de la cristallinité des illites ont conduit la SNPA à étendre cette étude à l'ensemble du Bassin Rhodanien. A cet effet un grand nombre de coupes de terrain et de sondages ont été étudiés. Les échantillons de certains sondages ont été communiqués par la Société ERAP pour les sondages de la COPEFA et de la CEP, par CFP pour le sondage Istres 101 et par ESSO-REP pour ses sondages du Languedoc. Le reste du matériel provient de la carothèque de la SNPA.

A - CRITERES ADOPTES -

Ce sont les mêmes que pour l'étude du sondage "Angles 1". Nous avons défini les zones suivantes :

- . diagenèse normale (indice de KUBLER > 7)
- . diagenèse avancée ($4 < \text{indice de KUBLER} < 7$)
- . anchimétamorphisme ($2,5 < \text{indice de KUBLER} < 4$)
- . épimétamorphisme (indice de KUBLER $< 2,5$)

Evidemment nous avons tenu compte de la présence éventuelle d'allevardite et de la composition chimique (diagramme ESQUEVIN).

B - DETERMINATION DES PROFONDEURS ACTUELLES ET MAXIMA DU TOIT DES DIFFERENTES ZONES (fig.41 à 43) -

Les analyses effectuées sur les échantillons de sondage ou de terrain ont permis la détermination du toit des zones de diagenèse précédemment définies avec une précision variable suivant la maille plus ou moins lâche de l'échantillonnage.

En raison des mouvements tectoniques importants ayant abouti à relever structuralement des zones dont l'enfouissement a pu être considérable, il a fallu reconstituer l'enfouissement maximum qu'ont subi les toits des zones de diagenèse. La détermination des enfouissements maxima a été faite en compulsant les rapports pétroliers (*) et les publications

(*) Il est impossible de citer ici les géologues de la SNPA dont les travaux ont fourni les informations nécessaires à ce travail. Que tous soient cordialement remerciés ainsi que les géologues du secteur d'exploration Sud-Est de cette Société dont les critiques et les suggestions m'ont été précieuses.

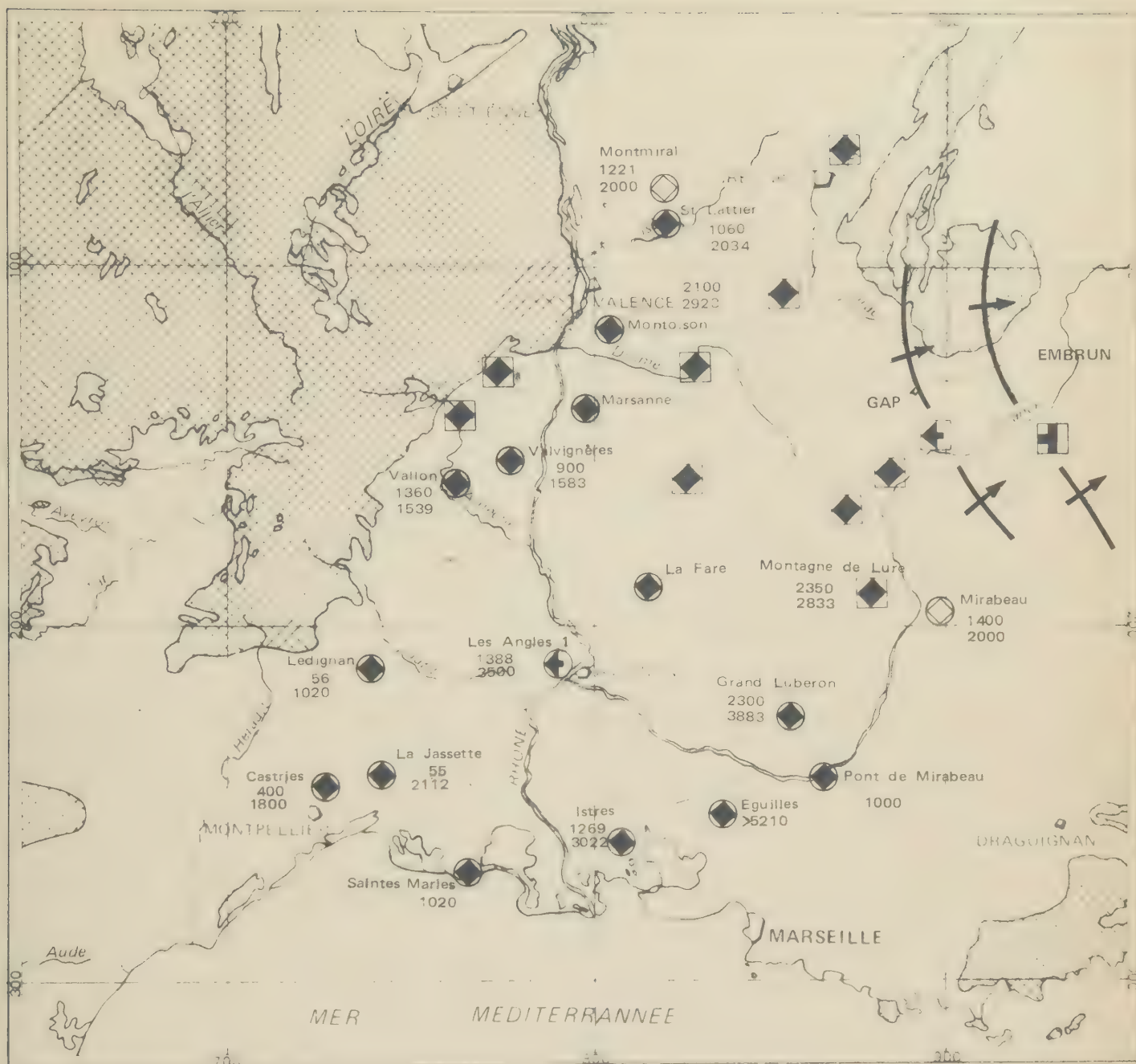


Fig. 41

ETAT ACTUEL DE L'EVOLUTION DIAGENETIQUE DU MEMBRE SUPERIEUR DES TERRES NOIRES ET DU JURASSIQUE SUPERIEUR CARBONATÉ.

- | | | | | |
|---|------------------|--|---|--------------|
| ○ Sondages | □ Coupes terrain | 2222 Côtes extrêmes de l'ensemble lithologique étudié à partir de la surface topographique | — Lignes d'isodiagenèse | ⊕ Croissance |
| ● Diagenèse normale observée | | 4100 | ⊗ Diagenèse normale extrapolée | |
| ⊙ Diagenèse avancée observée | | | ⊙ Diagenèse avancée extrapolée | |
| ⊖ Anchimétamorphisme observée | | | ⊖ Anchimétamorphisme extrapolé | |
| ⊕ Epimétamorphisme observé | | | ⊕ Epimétamorphisme extrapolé | |
| ⊗ Formation appartenant à deux zones de | | | ⊗ Formation appartenant à deux zones de | |

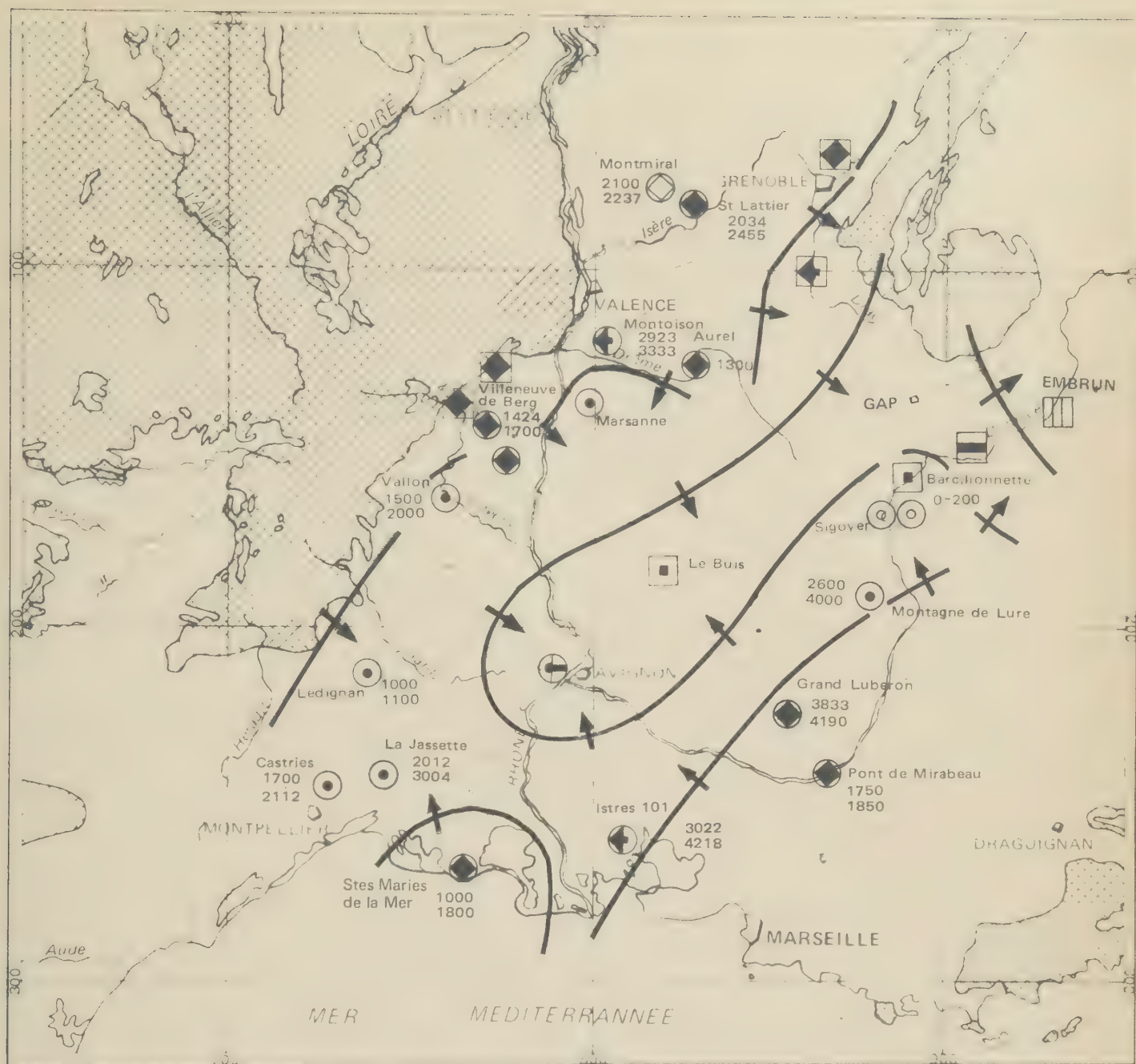


Fig. 42

ETAT ACTUEL D'EVOLUTION DIAGENETIQUE DU MEMBRE INFERIEUR DES TERRES NOIRES ET DU DOGGER CARBONATÉ

○ Sondages □ Coupes terrain

● Diagenèse normale observée

⊙ Diagenèse avancée observée

◐ Anchimétamorphisme observé

◑ Epimétamorphisme observé

⊕ Formation appartenant à deux zones de

2222 Côtes extrêmes de l'ensemble lithologique étudié à partir de la surface topographique

— Lignes d'isodiagenèse ↑ Croissance

⊙ Diagenèse normale extrapolée

⊙ Diagenèse avancée extrapolée

◐ Anchimétamorphisme extrapolé

◑ Epimétamorphisme extrapolé

⊕ Formation appartenant à deux zones de

Echelle
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100

scientifiques. Une aide appréciable m'a été apportée par B.PORTHAULT, en particulier pour la détermination des épaisseurs du Crétacé supérieur selon les données les plus récentes obtenues ou contrôlées par cet auteur.

Le report sur une carte des enfouissements maximum du toit de la zone de diagenèse avancée fait apparaître une série de faits intéressants (fig.44-45) :

- . la profondeur du toit de cette zone croît en allant de la bordure cévénole en direction de la Basse-Durance. On constate cependant une anomalie importante en Camargue (sondage de Stes Maries 102),
- . on connaît d'autre part le gradient de diagenèse croissante vers l'Est mis en évidence dans les Terres Noires.

Il existe donc une double évolution, d'une part vers les Alpes, d'autre part vers le Massif Central. La mise en évidence d'une anomalie de diagenèse très importante en bordure du Massif Central est un fait nouveau.

Ces résultats ont été obtenus en 1970. En 1971, H.COUSTAU et M.LACQIN du Service Etudes Géologiques de la SNPA, réalisaient un catalogue des thermométries pour les sondages du Bassin Rhodanien. Ce catalogue permettait l'établissement d'une carte de gradient géothermique et d'une carte des profondeurs actuelles de l'isotherme 100°C. Cette carte montre des anomalies thermiques de même sens et de même forme que les anomalies de diagenèse de la fraction argileuse.

C - CONSEQUENCES -

Les conclusions que l'on peut tirer de ces études sont nombreuses et importantes pour la compréhension des phénomènes de diagenèse.

Sur le plan de la diagenèse de la fraction argileuse, on peut considérer la coïncidence des anomalies comme la preuve que la température est le facteur essentiel de la diagenèse des argiles. Cette coïncidence entre un paramètre purement physique comme la température et une mesure minéralogique comme celle de la cristallinité de l'illite, prouve une fois de plus que cette dernière constitue un excellent "thermomètre" que l'on peut utiliser avec prudence certes, mais aussi avec confiance.

La "zone de diagenèse avancée" (4 < indice de KUBLER < 7) n'est pas une zone classique comme la zone anchimétamorphique. Néanmoins il s'avère qu'elle s'individualise parfaitement dans le bassin rhodanien où elle constitue un élément essentiel de la zonéographie. Je ne prétends certes pas créer un nouveau terme, car je suis averti du caractère

continu de ces transformations diagénétiques et de la valeur relativement locale de ces zones. Néanmoins j'attire l'attention sur la possibilité d'user du "thermomètre" qu'est l'illite bien avant que l'anchimétamorphisme soit atteint, ce qui multiplie les possibilités pratiques d'application.

Sur le plan des théories du métamorphisme, il nous paraît intéressant de constater l'existence d'une anomalie de diagenèse et de voir prouver sa liaison avec une anomalie géothermique.

Cette anomalie est à peu près parallèle à une dislocation importante de l'écorce terrestre qui a joué un rôle paléogéographique certain tout au long du Mésozoïque et durant le Tertiaire. Une permanence relative de la répartition du degré géothermique est impliquée par la coïncidence des anomalies de diagenèse et des anomalies géothermiques. En effet, la mise en évidence des anomalies de diagenèse a nécessité de tenir compte d'érosions dont certaines sont probablement anciennes. J'en déduis que la structure d'ensemble du bâti du bassin rhodanien n'a pas dû beaucoup changer depuis que ces érosions ont commencé (fin du Mésozoïque ?), sans quoi cette reconstitution aurait été pratiquement impossible.

Peut être même convient-il de rapprocher cette anomalie du métamorphisme de basse pression, décrit par M. CHENEVOY et J. RAVIER (1971) dans la partie orientale du Massif Central et en particulier dans la série du Pilat. Etant donné que j'ai noté, dans la paléostructure du bassin jurassique un héritage structural du paléozoïque, cette anomalie n'est peut être que l'écho d'un très important et très ancien phénomène géothermique.

La présence de gaz carbonique dans les réservoirs de base de la série mésozoïque ainsi que dans certains réservoirs crétacés ou tertiaires me paraît être en relation avec un métamorphisme profond affectant les terrains paléozoïques ou même la base du mésozoïque dans les zones les plus subsidentes (MUFFLER et LANG, 1959, WHITE, 1968).



Fig. 44

Echelle
0 50 km

ANCHIMETAMORPHISME : ANOMALIES DE DIAGENESE DUES A DES VARIATIONS DU FLUX GEOTHERMIQUE OBTENUES ANNULANT L'EFFET DE L'ENFOUISSEMENT .

- ⊙ SONDAGES ayant atteint l'anchimétamorphisme
- SONDAGES n'ayant pas atteint l'anchimétamorphisme
- 1000 Profondeur de l'anchimétamorphisme observée
- 3000 Profondeur restituée en tenant compte des érosions
- I à III Zones de diagénèse décroissante à profondeur égale

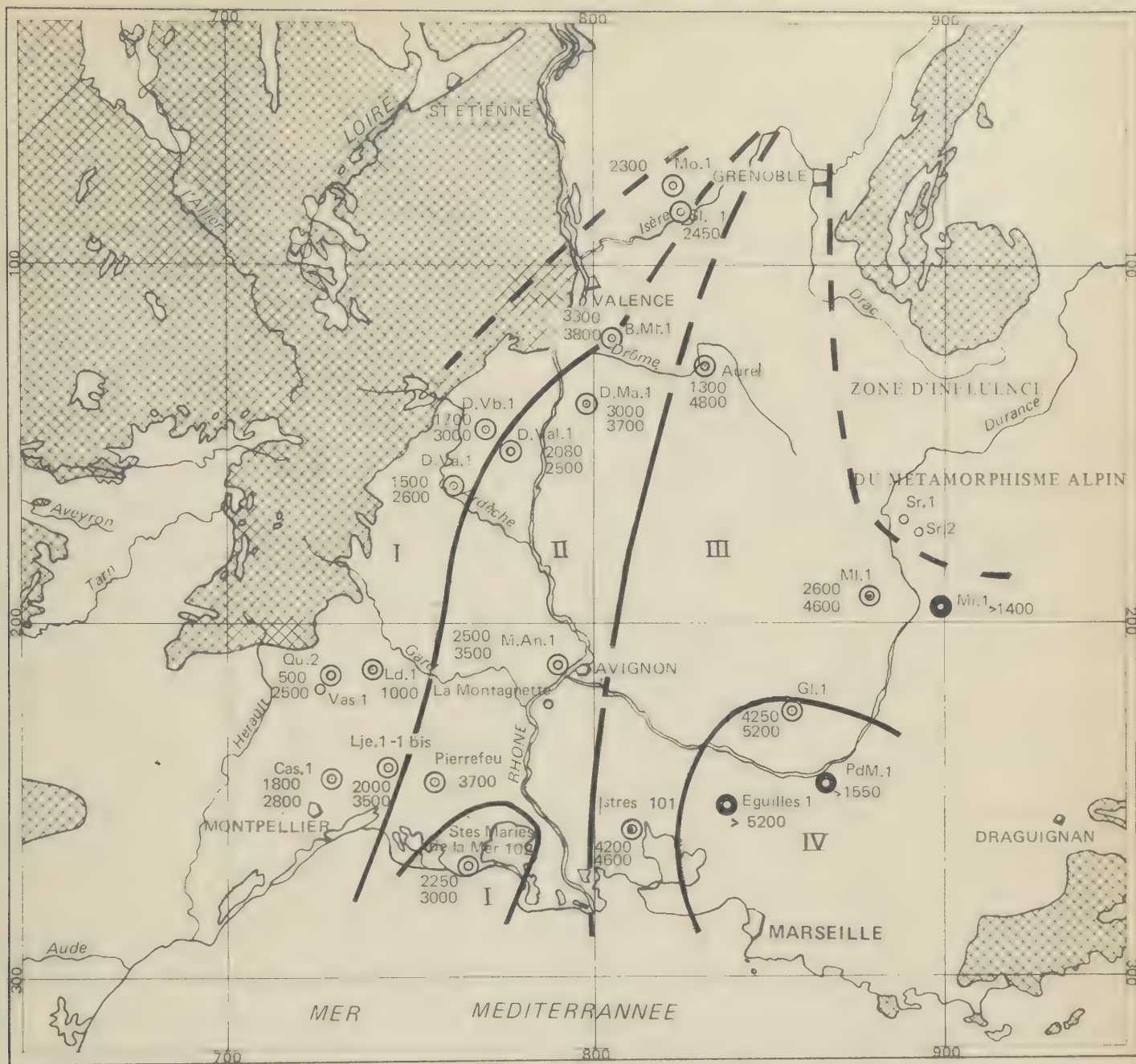


Fig. 45

ZONE DE DIAGENESE AVANCEE : ANOMALIES DE DIAGENESE OBTENUES EN ANNULANT L'EFFET DE L'ENFOUISSEMENT .

- SONDAGES ayant atteint la zone de diagenese avancée
- SONDAGES n'ayant pas atteint la zone de diagenèse avancée
- 1000 Profondeur de la zone de diagenèse avancée observée
- 3000 Profondeur restituée
- I à IV Zones de diagenèse décroissante à profondeur égale



Fig. 46

REPARTITION ACTUELLE DU DEGRE GEOTHERMIQUE DANS LE BASSIN RHODANIEN

D'après une étude de H. COUSTEAU et R. LACOIN.

20,5 Degré en mètres par degré C.

— Isogradient

↑ Direction d'augmentation du flux géothermique.

Le degré normal est de 33 mètres par degré C.

CHAPITRE V

- ORIGINE DE L'ILLITE-MONTMORILLONITE ET DU MATERIEL TERRIGENE

DES TERRES NOIRES -

A - LES DONNEES -

L'illite-montmorillonite étant un minéral très ubiquiste, la recherche de son origine constituait un problème délicat. Cependant, il était nécessaire d'obtenir au moins quelques indications sur l'origine de ce minéral qui constitue la fraction la plus importante de la phase argileuse. Les éléments dont nous disposions étaient les suivants :

- . Présence d'une matière organique héritée relativement abondante, associée à des apports argileux très importants,
- . présence fréquente d'une tendance vers l'allevardite même au niveau de la "diagenèse avancée" (4 < indice de KUBLER < 7) ; formation d'allevardite vraie dans la zone anchimétamorphique.

A l'intérieur du domaine dauphinois, aucune tendance particulière ne se dessinait permettant de déduire une direction d'apport. L'élément décisif pour la solution de ce problème fut la découverte d'allevardite vraie dans le Jurassique argilo-gréseux de la plupart des sondages du plateau molassique suisse (fig. 40). Cette allevardite se trouve en effet dans la "zone de diagenèse normale", incompatible avec une formation "in situ". D'autre part cette allevardite est souvent associée à des quantités importantes de kaolinite et de matière organique héritée très évoluée. Il est donc hautement probable que l'allevardite du Jurassique du Plateau suisse, est d'origine détritique, contrairement à celle des Terres Noires de Gap qui est d'origine diagénétique.

B - MECANISMES D'APPORTS PROPOSES -

A partir de ces données et de ce que nous savons par ailleurs du bassin des Terres Noires, nous pouvons proposer les mécanismes suivants :

- . érosion rapide de séries sédimentaires à dominance argileuse, riches en illite-montmorillonite et en allevardite, possédant une matière organique très carbonisée. Ces séries ayant été soumises à l'anchimétamorphisme ou tout au moins à une diagenèse avancée anté-jurassique ;



- . transport dans le bassin de ce matériel sédimentaire, avec dégradation peu poussée de l'allevardite ;

- . disparition progressive de l'allevardite vraie, instable en milieu marin, et tendance à l'agradation illitique, tendance favorisée par l'alcalinité du milieu marin, riche en ions Mg^{++} , K^+ et Na^+ ;

- . blocage de l'évolution après le dépôt, par enfouissement rapide limitant le temps de contact avec l'eau de mer. A ce stade on a l'allevardite vraie à peine dégradée près des sources d'apport (Suisse), de l'illite-montmorillonite à tendance allevardite et de l'illite-montmorillonite très irrégulière dans le reste du bassin, enfin de l'illite dans les régions très éloignées des sources ;

- . au cours de la diagenèse, nous assistons à une régularisation du réseau qui donnera soit de l'illite, soit de l'allevardite, suivant le point de départ, le drainage et l'existence, ou non, de surpressions hydrothermales. Cette allevardite disparaîtra ensuite dans un anchimétamorphisme plus poussé.

C - IDENTIFICATION DE LA SOURCE DE L'ILLITE-MONTMORILLONITE -

La discussion précédente nous a montré que la source du matériel illitique dégradé était une série sédimentaire à dominance argileuse, probablement assez riche en matière organique carbonneuse ; vraisemblablement très épaisse, ayant subi une évolution diagénétique pouvant localement atteindre l'anchimétamorphisme avant le Jurassique.

Tout naturellement c'est vers les grandes séries permo-houillère et certaines séries paléozoïques ante-houillères que nous devons nous orienter. Leurs affleurements dans les Alpes et dans les massifs hercyniens (Massif Central, Vosges, Forêt Noire, Bohême,) permettent de vérifier qu'elles répondent aux critères précédents. Leur épaisseur peut dépasser plusieurs milliers de mètres et leur évolution diagénétique ante-jurassique est très probable dans la mesure où elles ont subi au moins les ultimes mouvements hercyniens (F. ELLENBERGER 1951 et 1958, M. GAY 1963, G. GREBER 1965, A. MICHARD et P. VIALON 1966).

Ces séries ont-elles réellement alimenté le mio-géosynclinal dauphinois au Jurassique ? Que sont devenus les grès abondants dans ces séries ? Ces questions ont trouvé une réponse par l'observation des apports sableux de l'Oxfordien et des séries gréseuses du Lias et du Dogger de Suisse.

C . 1 . Les apports sableux à l'Oxfordien :

Nous avons vu (chapitre II) qu'au moment de dépôt du dépôt du Membre supérieur, par suite d'un approfondissement généralisé et de l'envoyage des seuils, des apports sableux et chloriteux, venant du Nord-Est, ont pu pénétrer dans le domaine dauphinois (plaquettes oxfordiennes). Il est d'ailleurs fort probable qu'un phénomène semblable s'est produit au Lias supérieur (ARTRU et GAUTHIER 1968).

Au moment du dépôt du Membre inférieur, par contre, l'existence de nombreuses dorsales empêchait certainement les détritiques de suivre une voie aussi directe. Effectivement on ne connaît pas d'apport sableux bien net. Les conglomérats d'Embrun et les olistolites du Riou d'Entraix sont des apports locaux, ayant un grand intérêt paléogéographique mais ne pouvant en aucune façon expliquer la masse de la sédimentation argileuse.

Les exemples assez nombreux donnés dans la littérature concernant le remplissage par les terrigènes des bassins allongés (KUENEN 1957, DZULINZKY et al. 1959, KNILL 1959, LANTEAUME 1962), suggèrent pour la plupart une circulation longitudinale du matériel hérité, l'alimentation latérale paraissant la plus souvent limitée à la proximité immédiate des zones bordières. Il était donc naturel de rechercher l'origine des sédiments vers le Nord-Est, à partir du moment où la partie sud du bassin était soumise à une sédimentation essentiellement carbonatée (LANQUINE 1935, GOTTIS 1957). C'est ainsi que j'ai été amené à m'intéresser aux séries gréseuses du Lias et du Dogger de Suisse, dont j'avais eu d'autre part connaissance par les études d'exploration pétrolière.

C . 2 . Les séries gréseuses du Lias et du Dogger de Suisse :

Les études de LUGEON (1904, 1914) complétées par les travaux de BRUDERER (1924) et de BAER (1959) ont montré comment des assises gréseuses importantes se développent au Lias cependant que le Dogger plus carbonaté, prend un faciès arénacé. Selon TRÜMPY (1949) l'ensemble des formations gréseuses peu atteindre 500 m. Il existait donc sur le Massif de l'Aar et très probablement au Sud de celui-ci, des reliefs émergés fournissant du matériel terrigène.

Dans certains cas, l'origine peut être considérée comme très proche : c'est le cas des galets de "porphyre quartzifère" qui sont repris aux coulées rhyolithiques du Permien, mais pour l'essentiel du matériel gréseux, il faut admettre une origine plus lointaine. Les sondages effectués pour la recherche pétrolière dans la plateforme du Mittelland ont rencontré également des formations gréseuses (BUCHI & al.), dont l'extension est fortement affectée par les paléorides. C'est ainsi que dans la zone subsidente mise en évidence par le sondage d'Essertines, seul le Rhétien est gréseux alors que les faciès gréseux envahissent aussi le Lias à Pfaffnau et enfin le Dogger à Lindau. Le Dogger est également gréseux dans les sondages de la région du lac de Constance (LEMCKE & WAGNER 1961) encore plus à l'Est. Il n'est donc pas étonnant que seule la fraction argileuse héritée des séries sédimentaires érodées ait pu gagner la zone dauphinoise. La fraction grossière est restée "piégée" dans les bassins subsidents du domaine helvétique et de la plateforme du Mittelland. GUZLER-SEIFFERT (1941) a d'ailleurs pu prouver que cette zone avait été affectée par d'importants mouvements verticaux durant tout le Jurassique.

Quelle était la source du matériel terrigène grossier des séries suisses ? Au Lias étaient émergés le massif Bohémien et la terre alémanique (GIGNOUX, TRUMPY) qui englobait l'actuel massif de l'Aar. Selon ALDINGER (1933) les caractères pétrographiques des corps sableux du Lias provenant du massif Bohémien seraient très particuliers. Il s'agirait de sables bien classés remaniés du Trias, transportés et déposés le long des côtes liasiques. Les corps sableux et sablo-argileux du Mittelland auraient des caractéristiques très différentes et une origine bohémienne paraît exclue en ce qui les concerne. ALDINGER conclut donc que cette origine est nettement méridionale, opinion partagée par M. ZIMMERMANN 1971.

La position des séries liasiques gréseuses du Torrent-horn au Sud du massif de l'Aar, ne laisse en revanche aucun doute sur l'origine "alémanique" ou encore plus méridionale des éléments terrigènes grossiers que ces séries renferment.

En résumé, les séries gréseuses de Suisse que j'ai eu l'occasion d'étudier sont particulièrement riches en matière organique résédimentée et en allevardite dégradée. Compte tenu de sa localisation en

pleine zone de "diagenèse normale" cette allevardite ne peut être qu'héritée. Cet élément confirme sérieusement l'hypothèse du démantèlement de séries paléozoïques. Les indications d'ALDINGER et la position des séries gréseuses helvétiques du type Torrent-horn, tendraient à situer ces séries paléozoïques sur la "terre alémanique" ou sur des terres émergées encore plus méridionales. (Fig.27).

D - CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DE L'ORIGINE DE L'ILLITE-MONTMORILLONITE -

Ce chapitre nous a fait entrevoir des problèmes complexes dont la solution définitive nécessiterait de longues études, à supposer qu'elle soit possible. L'envoyage rapide de la terre alémanique et de sa couverture actuelle vers l'Ouest, le Nord et le Sud, rend peu probable l'obtention de certitudes en ce domaine.

Résumons simplement les conclusions partielles que cette incursion dans le domaine helvétique nous a permis d'établir :

- . les séries argilo-carbonatées liasiques et bajociennes de la zone dauphinoise passent vers le Nord-Est (dans le domaine helvétique) à des séries argilo-sableuses,

- . l'origine des éléments terrigènes est probablement une vaste zone émergée dont l'existence est certaine mais dont les limites passées sont inconnues. La terre alémanique correspondrait en partie à ce domaine émergé dont elle est peut être le seul élément actuellement identifiable,

- . certaines indications tendraient à donner un âge paléozoïque et plus précisément permo-houiller à ces éléments détritiques,

- . ces résultats sont en accord avec les conclusions de l'étude sédimentologique des faciès dauphinois et en particulier avec les conclusions émises sur l'origine de la chlorite,

- . ces conclusions sont certainement valables pour le Lias et la base du Dogger. Il est très probable que le mécanisme d'alimentation des Terres Noires a été très comparable. Il faut alors faire appel à des sources encore plus internes actuellement enfouies sous les nappes ou peut-être même disparues au cours de l'orogénèse. La constance des mécanismes sédimentologiques à travers le Jurassique de la zone dauphinoise constitue le meilleur garant de la validité de cette extrapolation. Le développement vers l'Est des assises en plaquettes, comportant une phase gréseuse importante, que l'on observe à l'Oxfordien semble appuyer ces hypothèses et même constituer un sérieux début de preuve à leur actif.

CHAPITRE VI

- LES ELEMENTS-TRACES LIES A LA PHASE ARGILEUSE OU SILICATEE -A - CLASSIFICATION -1 - Les éléments d'origine détritique

Un certain nombre d'éléments-traces dosés sur la fraction fine du résidu insoluble des roches présentent des corrélations évidentes avec certains éléments majeurs. Ils se partagent en deux grands groupes : les lithophiles qui présentent des relations certaines avec Al et Ti, ce sont Sr, Ba, Ga et les sidérophiles, compagnons de Fe qui sont Ni-Co et parfois V-Cr. Les teneurs de ces éléments sont très constantes dans les Terres Noires à condition de corriger les valeurs brutes obtenues sur la fraction insoluble analysée, de la dilution par le quartz détritique ou par la silice bio-génique. Il existe donc une grande stabilité dans la composition chimique de l'apport terrigène que l'on peut expliquer par :

- . le climat, puissant régulateur de la composition chimique,
- . l'origine probablement peu variable du matériel,
- . l'éloignement des sources entraînant une homogénéisation.

2 - Les éléments liés au milieu de dépôt : le bore :

Un certain nombre d'éléments-traces ne sont pas, en règle générale, liés à certains éléments majeurs ; parmi ces éléments "indépendants", le plus important et le mieux connu est le bore. Les variations du bore au sein de la formation des Terres Noires sont particulièrement intéressantes. Ses teneurs sont en effet très variables et sont très probablement en relation avec les paléosalinités des eaux interstitielles du sédiment. Elles varient de 250 ppm (milieu marin à salinité normale) à 1100 ppm (milieu sursalé).

B - VARIATIONS DES ELEMENTS-TRACES LIES A LA PHASE ARGILEUSE (*) -1 - Généralités :

1.a - La teneur en quartz, son rôle, les méthodes de mesures : Les teneurs en éléments-traces ont été mesurées sur ce qu'il est convenu d'appeler la fraction argileuse ou "extraction", c'est-à-dire la

(*) Le Chapitre XI donne un aperçu statistique des variations des éléments dans 40 échantillons de Gap-Laragne-Embrun (tableaux 8 à 12).

fraction fine, de diamètre inférieur à 5 μ , du résidu insoluble calciné à 1200°C environ. (Dosage par spectrométrie d'émission U.V.).

Cette fraction contient du quartz ou de la silice cryptocristalline qui ne renferme pas d'éléments traces en quantités appréciables et joue, par conséquent, le rôle d'un diluant. Il est nécessaire de corriger cette influence diluante pour obtenir les teneurs de la fraction dite argileuse. La figure 48, montre comment le bore, très variable avant correction, peut pratiquement devenir constant après correction et acquérir ainsi une valeur interprétable en terme de paléo-salinité du milieu de dépôt.

Plusieurs méthodes sont utilisées pour connaître la teneur en silice libre. Elles varient suivant la forme cristalline et suivant les teneurs en silice libre.

. Dosage direct par diffraction X sur la fraction argileuse non calcinée en poudre non orientée. Cette méthode est excellente en présence de quartz et pour des teneurs comprises entre 5 et 50 %. Son efficacité décroît très vite quand augmente la proportion de calcédoine.

. Utilisation des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 dosés en routine par spectromètre d'émission U.V. On fait une hypothèse sur la teneur en silice et en alumine de la phase argileuse en s'aidant des diagrammes de plaques orientées obtenues par diffraction X. Des abaques donnent alors la teneur en silice libre correspondant aux teneurs de silice et alumine obtenues par spectrométrie. En général, la teneur de silice libre correspond à la moyenne arithmétique des teneurs obtenues par excès (avec SiO_2) où par défaut (avec Al_2O_3). Les résultats sont satisfaisants jusqu'à 80% de "silice U.V." quelle que soit la forme cristalline de la silice. Cette méthode a permis d'obtenir des résultats interprétables sur des séries de carbonates silicifiés.

. Utilisation du "fond géochimique" de certains éléments traces. Des éléments comme le gallium et dans une moindre mesure le cobalt ont des teneurs remarquablement stables. La moyenne du gallium dans la plupart des roches sédimentaires est comprise entre 30 et 50 ppm de la fraction argileuse sans silice libre. Dans une même formation, les teneurs subissent des écarts très faibles souvent inférieurs à ± 5 ppm autour d'une valeur moyenne. Si on estime à 40 ppm, la teneur probable en gallium de la fraction argileuse sans silice libre, une valeur "U.V." de 20 ppm signifiera que le facteur de dilution est de 2. Il faudra donc multiplier toutes les teneurs U.V. par 2 pour avoir les valeurs "corrigées".

Aucune technique de correction ne donne des résultats parfaitement satisfaisants. Une combinaison de plusieurs techniques permet en général de serrer la réalité d'assez près pour les applications pratiques usuelles. Quelque soit le problème, on a intérêt à éliminer le maximum de silice par une sédimentation différentielle au cours du traitement préliminaire des échantillons.

1.b - Correction de dilution par les oxydes de fer :

Les oxydes de fer atteignent des concentrations parfois élevées dans les échantillons de terrain altérés. Ils jouent un rôle de diluant particulièrement prononcé dans les roches carbonatées. Si le fer peut être dosé semi-quantitativement en routine par spectrométrie d'émission U.V., les méthodes chimiques ou la fluorescence X fournissent de meilleurs résultats. La correction est délicate car le fer est un constituant essentiel des minéraux argileux. Des concentrations anormales de vanadium et de chrome peuvent être liées aux enrichissements secondaires. Des valeurs de gallium qui restent très basses, même après correction de la dilution par la silice, peuvent correspondre à une dilution supplémentaire par les oxydes de fer.

2 - Gallium -

Le gallium est un élément dont l'intérêt principal pour le géochimiste sédimentologue est de ne présenter que des variations assez faibles autour de son "clarke" c'est-à-dire de sa valeur moyenne pour la fraction argileuse des roches sédimentaires. Nous avons vu que cette propriété est à la base d'une des méthodes de détermination du facteur de dilution par le quartz ou le fer.

Dans les Terres Noires, la règle de stabilité du gallium se trouve confirmée. La répartition stratigraphique du gallium est donc essentiellement isotrope. La liaison gallium-aluminium existe mais, si les variations sont de même sens, elles restent pour l'élément trace d'une amplitude très faible, se tenant autour d'une valeur moyenne de 40 ppm.

3 - Strontium et baryum :

Un certain nombre d'études dont celle de J.C.FONTES et al. (1969) ont établi que le strontium, très abondant dans l'aragonite, diminuait lors de la transformation de ce minéral en calcite et encore plus lors des dolomitisations diagénétiques. Il peut gagner le réseau des silicates car son rayon ionique est proche de celui de l'aluminium (GOLDSCHMIDT, 1954). Dans les Terres Noires on peut effectivement remarquer que les ni-

veaux les plus riches en dolomie sont aussi ceux où le strontium est spécialement abondant dans la fraction argileuse. Il existe au Callovien inférieur une zone repère à strontium particulièrement nette, qui joue probablement un rôle important dans l'origine de certaines minéralisations en célestine qui ont fait l'objet d'anciennes exploitations (Montrond, Hautes-Alpes).

Le strontium est également un constituant des feldspaths et on trouve, associés à ces anomalies du strontium, des pourcentages élevés (5 à 20%) de feldspaths néoformés. Ces feldspaths, par ailleurs présents dans toute la formation seraient responsables de la liaison strontium-aluminium-baryum qui apparaît nettement en analyse factorielle.

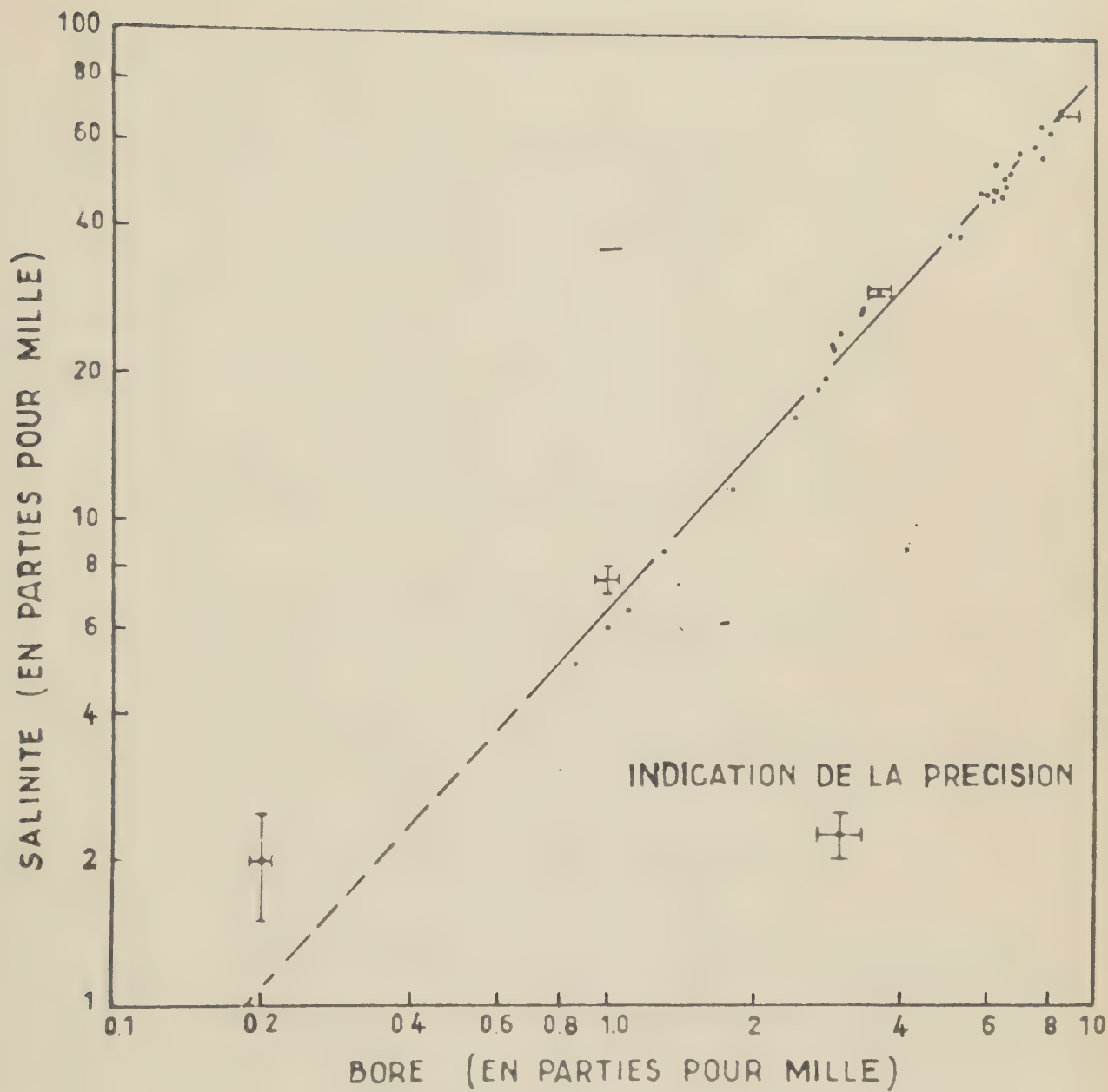
Les fortes concentrations du baryum correspondent généralement à des remplissages de fissures par de la barytine. Elles sont généralement associées à des anomalies en plomb-zinc.

Mis à part ces cas particuliers, le baryum comme strontium est liés à l'aluminium, probablement en raison de sa présence dans les feldspaths néoformés.

4 - La répartition du bore et sa signification :

4.a - Généralités sur le bore dans les sédiments :

La relation existant entre les teneurs en bore de la fraction argileuse d'un sédiment, corrigée à l'influence du quartz, et la salinité des eaux interstitielles au moment du dépôt, est actuellement un fait acquis. Toute une série d'études sédimentologiques portant sur des sédiments d'âge pré-cambrien à actuel ont abouti à une connaissance approfondie de la répartition de cet élément. Au point de départ de ces études se situent les observations fondamentales de GOLDSCHMIDT (1932) qui a montré les relations liant Cl, Na et BO_4H_3 dans l'eau de mer. LANDERGREN (1959) constate que les sédiments anciens reconnus marins contenaient plus de bore que les sédiments reconnus saumâtres ou continentaux. Malgré un certain nombre de succès (KULBICKI, STEVAUX, 1967), la méthode de détermination des paléo-salinités par le bore se trouva mise en échec dans d'assez nombreux cas. Comme de nombreux auteurs, parmi lesquels WALKER et PRICE (1963), avaient signalé que les teneurs en bore devaient être reportées à la teneur en illite ou en alumine, certains en conclurent qu'elles dépendaient de trop nombreux facteurs pour être réellement utilisables. Dans les sédiments récents, les résultats paraissaient encore plus décevants (une bibliographie très complète de ces problèmes est donnée par PORRENGA, 1967).



Relation entre les teneurs en bore et la salinité de l'eau de mer du Golfe de Mexico, U.S.A.

(d'après Frederickson & Reynolds, 1960, in Millot 1964)

L'idée de base qui présida aux travaux effectués sur le bore des séries anciennes, dans les laboratoires du centre de Recherches de la SNPA, était de disposer de dosages précis et reproductibles effectués sur une fraction de granulométrie constante de la phase argileuse du sédiment. La teneur en quartz, considérée comme un diluant, devait être déterminée dans chaque cas et son influence corrigée.

Le tableau V donne un aperçu des teneurs en bore "corrigées" de la fraction argileuse dans quelques faciès type, à travers les âges géologiques. Ce tableau montre que le bore constitue un excellent critère de paléo-salinité utilisable dans la plupart des séries. Les cas où cette méthode a été mise en échec ont été répertoriés et, pour la plupart, il est possible d'avancer une explication satisfaisante.

Parmi les facteurs qui rendent le "paramètre" bore inopérant, on peut citer :

- . l'existence d'un déficit trop marqué d'alumine dans la fraction argileuse (FONTES, GAUTHIER, KULBICKI et al. 1967),

- . la sédimentation trop rapide en milieu deltaïque ou de "pro-delta". Les argiles n'adsorbent qu'une quantité limitée de bore, faute d'un temps de contact suffisamment long avec l'eau de mer (PORRENGA 1967),

- . l'absence d'argiles au moment du dépôt : c'est le cas des argiles secondairement issues de verres et cendres volcaniques par halmyrolyse (MILLOT 1964),

- . une resédimentation, après érosion sans altération d'argile ayant fixé du bore au cours de leur dépôt antérieur doit pouvoir être constatée dans certains secteurs proches des sources de matériel terrigène. Ce cas est cependant relativement rare (Lac de Nantua où se déposent des argiles héritées du Jurassique).

4 b . Mode de fixation du bore d'après certains travaux récents :

COUCH & GRIM (1968), ont procédé à des expériences de fixation du bore sur des phyllites. Ils concluent à une première phase d'adsorption (effet de surface) suivi d'une migration dans les niveaux cristallins. Les hypothèses de HARDER (1959), sur une substitution des ions Al par le bore dans la couche tétraédrique ou d'une localisation dans certaines lacunes de la structure en relation avec la présence d'aluminium semblent confirmée par les travaux de FONTES, GAUTHIER, KULBICKI & al, cités plus haut. Cette localisation pourrait intervenir dans une deuxième phase. Elle expliquerait la difficulté avec laquelle le bore est extrait

TABLEAU 3 - TENEURS EN BORE DE LA FRACTION ARGILEUSE DE QUELQUES FACIES TYPES -

Milieu	Type de dépôt	Teneurs en bore (ppm)	Minéraux argileux	Age	Localité	Références
Marin	Vases	180	Illite, montmorillonite kaolinite et chlorite	Récent	Grande Vasière (Atlantique Nord)	RUMEAU et VANNEY, 1968 (à paraître)
Marin	Vases	200	idem	Récent	Capbreton (Golfe Gascogne)	KULBICKI et RUMEAU, 1967
Marin	Cendre volcaniques déposées et altérées en milieu marin	10	Montmorillonite	Tertiaire	Wyoming (USA)	inédit
Marin	Calcairés bioclastiques	250	Illite, illite-montmorillonite, berthiérine et kaolinite	Jurassique moyen	Aisne (France)	GAUTHIER, 1967
Marin	Argiles	220	Illite	Pennsylvanien	Fithian Illinois (USA)	inédit
Marin	Marnes et argiles	200	Illite et kaolinite	Gothlandien	Colomb Béchar (Sahara)	KULBICKI et STEVAUX, 1967
Marin dessalé (influence périglaciale)	Argiles marines	50 à 110	Illite et kaolinite	Gothlandien	Bordure Nord du Hoggar (Sahara)	KULBICKI et STEVAUX, 1967
Eau douce	Vases glaciaires	80	Illite, chlorite et montmorillonite	Pléistocène	Provincetown Massachusetts (USA)	inédit
Eau douce	Calcaires lacustres	100	Montmorillonite	Eocène	Province de Valence (Espagne)	inédit
Lagunes sursalées	Argiles bariolées à anhydrite	1000	Illite	Trias sup.	Province de Valence (Espagne)	inédit
Lagunes sursalées	Dolomie de base (séquence évaporitique)	3000	Illite	Zechstein	Mer du Nord	inédit

des argiles indurées malgré des traitements particulièrement agressifs (DEGENS, WILLIAMS, KEITH 1957). Elle expliquerait également la facilité avec laquelle une partie du bore est enlevée par attaque acide dans les sédiments récents où il n'est pas encore fixé solidement dans le réseau. Il est alors nécessaire de le doser sur roche totale puis de rétablir par calcul, la teneur sur fraction argileuse (ARTRU & al, 1969).

4 c . Répartition du bore : (fig. 50)

Les teneurs en bore des Terres Noires sont très variables. Les plus basses (150 à 250 ppm) se rencontrent dans les turbidites du secteur oriental, les plus fortes (1500 ppm) dans le Bajocien-Bathonien des sondages "Angles 1" et "Istres 101". Toutes les valeurs intermédiaires existent et s'ordonnent verticalement et régionalement (fig.50).

Examinons successivement les différents facteurs susceptibles d'influencer la teneur en bore des sédiments, en dehors de la paléosalinité.

4 c. 1. Nature minéralogique des argiles :

A l'échelle du bassin, la nature des argiles ne semble pas influencer la teneur en bore ; en particulier, comme l'indique le Tableau 6 cet élément ne présente aucune liaison préférentielle avec l'illite (tableau V).

Afin de mettre en évidence des relations éventuelles entre les teneurs en bore et la nature minéralogique des argiles dans un échantillon donné, j'ai séparé l'illite de la chlorite par sédimentation différentielle, dans quatre échantillons du membre inférieur du bassin de Gap (Fig.48). La fraction insoluble a été mise en suspension dans quatre béchers ; les suspensions ont été prélevées (3 cm à partir de la surface) au bout de 2, 4, 8 et 24 heures respectivement et les fractions ainsi obtenues ont été analysées suivant la méthode exposée précédemment. On constate que les variations dans les pourcentages des minéraux argileux, ne s'accompagnent pas d'une variation du bore de même ordre de grandeur.

Ce résultat, valable pour les Terres Noires, ne doit pas être généralisé à toutes les formations sédimentaires. Certains minéraux argileux présentent un déficit en aluminium, et surtout les minéraux magnésiens du type attapulgite et sépiolite, semblent en effet fixer des quantités très faibles de bore

L'étude par FONTES, GAUTHIER, KULBICKI et Al.(1967) des marnes à gypse de Cormeilles-en-Parisis a montré qu'une relation positive (fig. 49) liait bore et alumine, quand les teneurs en alumine étaient faibles (inférieures à 20%), mais que cette relation disparaissait pour des

ECHANTILLONS		2 h	4 h	8 h	24 h
1	BORE	265	285	245	252
	ILLITE	56	62	68	65
2	BORE	243	266	253	226
	ILLITE	62	75	78	78
3	BORE	205	215	206	200
	ILLITE	30	43	45	55
4	BORE	250	252	237	215
	ILLITE	63	77	64	88

○ VALEURS CORRIGÉES DU QUARTZ.
+ VALEURS NON CORRIGÉES DU QUARTZ.

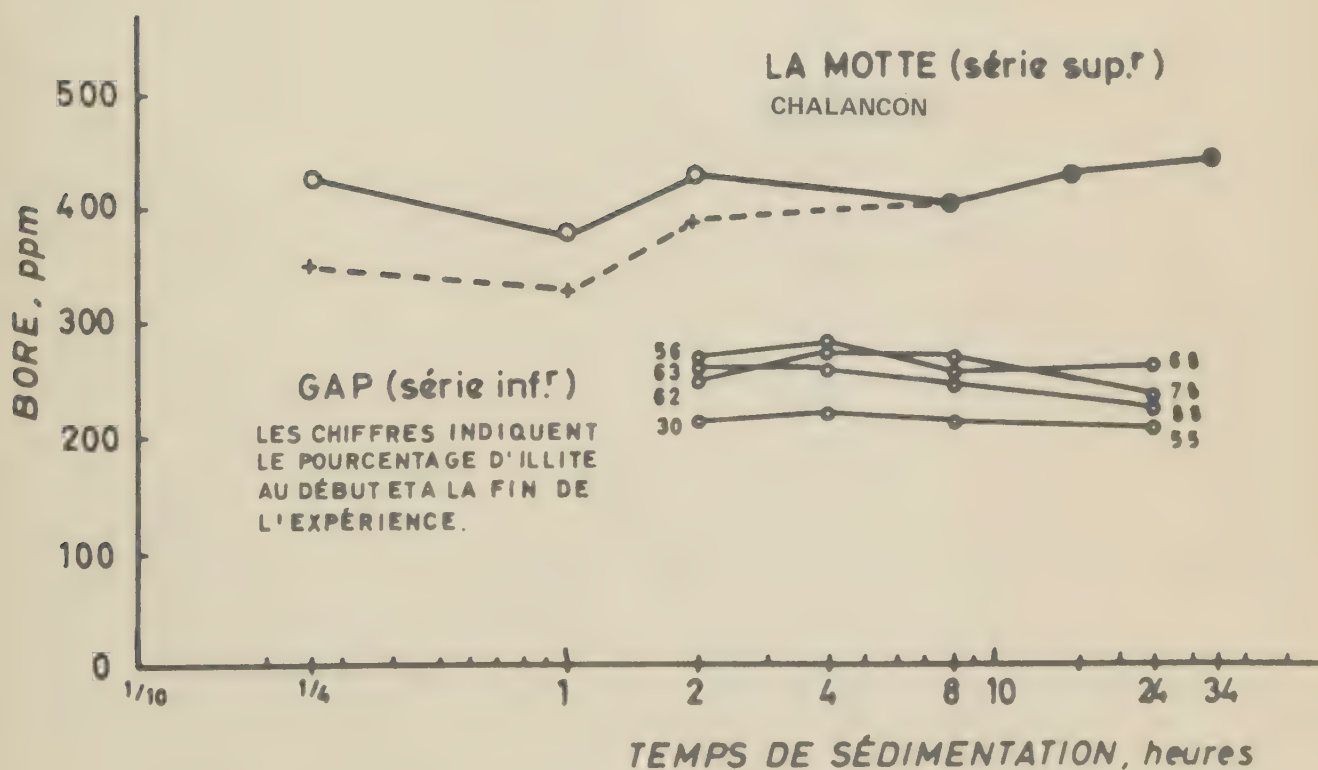


Figure 48 Indépendance du bore vis-à-vis :

A) de la nature minéralogique des argiles, B) de la taille des particules.

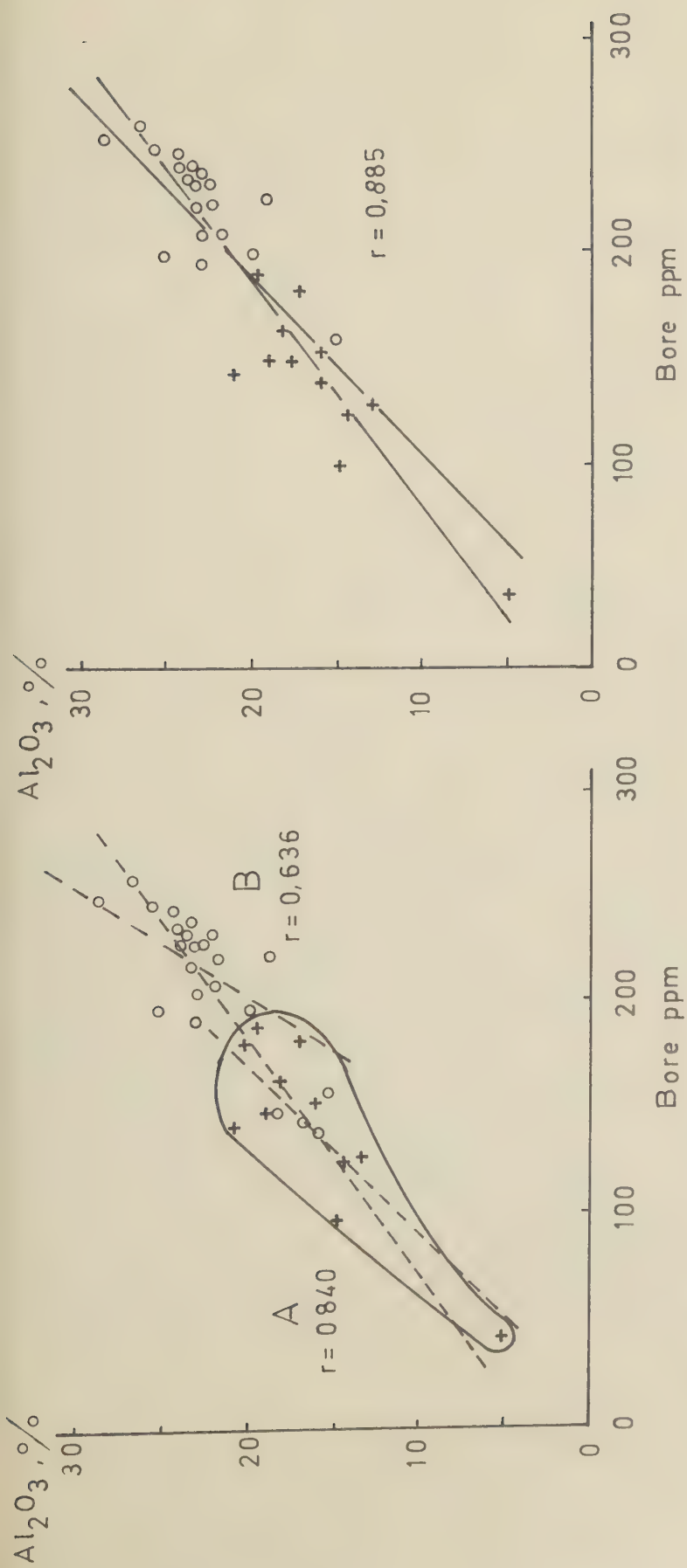


Figure 49 Relation bore-alumine dans le tertiaire du Bassin Parisien. Les diagrammes montrent que la relation bore-alumine existe surtout pour les faibles teneurs en alumine. (d'après Fontes, Gauthier & al. 1967)

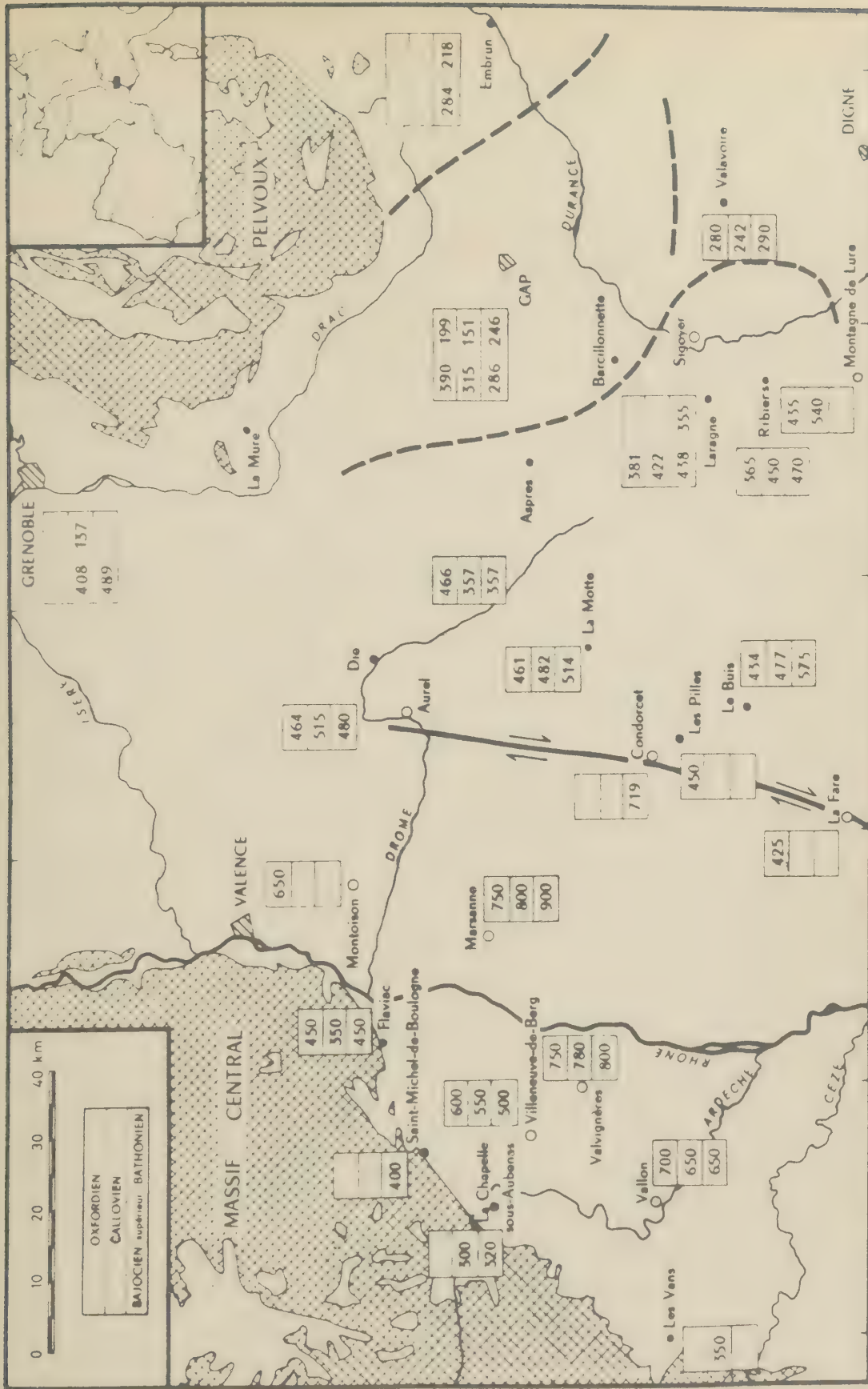


Figure 50 Répartition du bore.
 Dans les cartouches la colonne de droite concerne les niveaux détritiques
 résédimentés.
 — — — hauts fonds — — — décrochement

Sondage ou coupe de terrain	Nombre d'échan- tillons	Intervalle stratigraphique	Illite (%)		Bore (ppm)		Coefficient de corrélation bore-illite
			moyenne	Ecart-type	moyenne	Ecart-type	
AUREL	13	Série inférieure	85	10	526	72	- 0,221
GAP	17	Série complète	72	15	296	71	+ 0,100
JONCHERES	17	Série supérieure	79	7,6	442	40	+ 0,409
LARAGNE GAP	44	Série inférieure	70	15	318	50	+ 0,556
LARAGNE	16	Série complète	70	10	327	40	+ 0,557
EMBRUN	11	Série inférieure	71	16	272	54	+ 0,655

TABEAU 6 - Absence de relation illite-bore dans les Terres-Noires.

teneurs en alumine normales. Etant donné que les teneurs en alumine des Terres Noires sont pratiquement toujours supérieures à 20 %, ce genre de difficulté ne se présente pas et le bore peut y être utilisé comme critère de paléosalinité.

4 c. 2. Taille des particules : (fig. 48)

Dans l'expérience précédemment décrite, le diamètre moyen des particules diminue en même temps que le temps de suspension augmente ; ces variations de granulométrie n'ont pas donné de variations importantes de la teneur en bore.

Un cinquième échantillon, prélevé dans l'Oxfordien de la Motte-Chalançon, a donné des résultats comparables (fig.48). La taille des particules est donc sans relation avec les variations du bore constatées dans les Terres Noires.

Malgré quelques ressemblances, ces résultats ne peuvent pas être directement comparés à ceux obtenus par S.LANDERGREN (1959), sur une série de fraction granulométrique couvrant des diamètres allant de 10 à 500 microns. Cette remarque s'applique à un grand nombre de publications sur la teneur en bore des sédiments actuels et anciens. Le bore n'acquiert de signification en terme de paléo-salinité que pour la fraction granulométrique inférieure à 5μ , corrigée de la silice éventuellement présente.

4 c. 3. Teneurs initiales :

PORRENGA (1967), souligne l'influence de la teneur résiduelle des phyllites en bore, au débouché des fleuves, sur la teneur finale des sédiments argileux. Cette teneur résiduelle, c'est-à-dire le bore qui est resté fixé malgré l'altération superficielle, est parfois notable. Dans certaines régions froides en bordure du continent, elle peut atteindre 200 ppm, surtout s'il s'agit de sédiments transportés par des phénomènes glaciaires. Elle est pratiquement nulle aux embouchures des fleuves tropicaux. Nous avons vu qu'un climat tropical devait régner sur l'aire de dépôt des Terres Noires et les régions circumvoisines, il existe donc une très forte probabilité pour que les teneurs résiduelles des phyllites aient été quasi-nulles. De toute façon, aucune teneur résiduelle ne pourrait expliquer les variations constatées au sein de la formation.

4 c. 4. Influence possible de la tourmaline :

Je n'ai pas décelé de tourmaline dans les Terres Noires ; par ailleurs, le pourcentage de quartz passe de 15 % à 0 % au bout de quelques heures de suspension dans les expériences de sédimentation différentielle (fig.48). Si un minéral lourd, comme la tourmaline, exerçait une

influence sur les teneurs en bore, on constaterait obligatoirement une diminution importante de cet élément en fonction du temps de suspension ce qui est contraire à nos observations.

La présence de tourmaline dans la fraction insoluble peut par contre, expliquer certaines anomalies constatées dans des séries détritiques actuelles, quand une durée de suspension suffisante n'a pas été observée. Je signalerai aussi les anomalies dues à la glauconie, minéral dont certaines formes ont un taux de fixation du bore anormalement élevé.

4 c. 5. Influences de la diagenèse :

Etant donné l'intensité croissante de la diagenèse en direction de l'Est (DUNOYER, ARTRU, et FERRERO, 1965 - 1969), on peut se demander si ce phénomène n'est pas responsable des teneurs généralement plus faibles observées dans les bassins orientaux. Plusieurs observations nous autorisent à rejeter cette éventualité.

- . Les Terres Noires de la coupe de Valavoire qui ne présentent aucun signe d'anchimétamorphisme au sens de KUBLER (1964), ont des teneurs en bore du même ordre que celles des bassins de Gap et d'Embrun.

- . Inversement certains niveaux du Lias inférieur du Dôme de Remollon, à la limite supérieure de l'épizone, contiennent de très fortes teneurs en bore.

- . En Aquitaine, il a aussi été prouvé que le bore restait fixé jusqu'à un degré de métamorphisme assez élevé, à condition que la teneur en alumine reste suffisante et qu'il n'y ait pas apparition de chloritoïde et autres minéraux de métamorphisme (J.ESQUEVIN et J.GAUTHIER inédit).

En conclusion, il n'a sans doute pas lieu d'attribuer au métamorphisme une influence quelconque dans les variations du bore constatées dans les Terres Noires.

5 . Interprétation : (fig.51)

A la suite de la discussion précédente, l'hypothèse de variation du bore liée à celle de la paléosalinité me paraît la plus susceptible de rendre compte de la répartition de cet élément dans notre formation.

Les connaissances acquises sur la topographie du bassin, permettent de tracer une coupe Est-Ouest (fig. 51). Sur cette coupe, j'ai replacé les teneurs moyennes obtenues à l'emplacement présumé des terrains au moment du dépôt du Membre inférieur.

Les sédiments déposés sur la zone bordure du Massif Central affleurent largement. Ailleurs, les oblitérations provoquées par

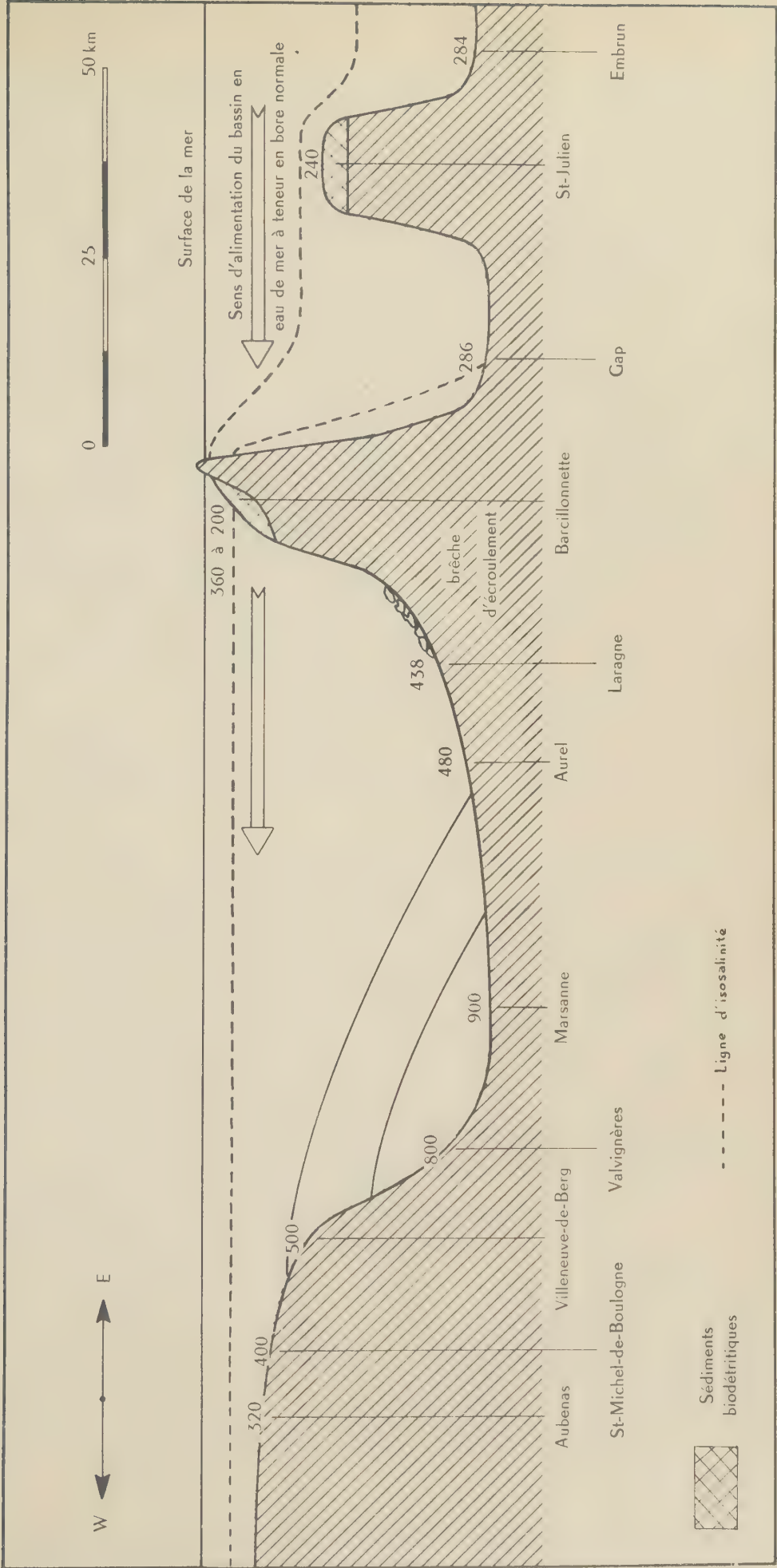


Figure 51 — RECONSTITUTION DES PALEOSALINITES DE LA MER DES TERRES NOIRES AU BAJOCIEN SUPERIEUR — BATHONIEN D'APRES LES TENEURS (ppm) EN BORE DE LA FRACTION ARGILEUSE.

les mouvements tangentiels de l'orogénèse alpine ne permettent pas une observation directe de ces dépôts. Pour tourner les difficultés je leur ai affecté, dans le schéma, les teneurs relevées dans les niveaux de resédimentation et en particulier dans les turbidites. On a toute raison de penser que les argiles resédimentées dans ces conditions ont gardé des caractères géochimiques reflétant les conditions du milieu où elles s'étaient initialement déposées (EMERY et al. 1962).

5.a - Membre inférieur -

La répartition des teneurs en bore suggère une ouverture à l'Est sur une mer à salure normale et une salinité croissant progressivement vers l'Ouest jusqu'à Marsanne 1 et vers le Sud-Ouest jusqu'aux Angles. En allant vers la bordure du Massif Central on constate une décroissance des teneurs qui correspond à une diminution de la subsidence d'une part et de la profondeur des dépôts d'autre part.

Ces faits, ainsi que les teneurs observées dans les bancs resédimentés à partir des hauts fonds suggèrent :

- . un gradient de paléosalinité croissante vers l'Ouest et le Sud-Ouest, pour les eaux de fonds,
- . une salinité normale des eaux de surface pour l'ensemble du bassin.

Il est intéressant de constater qu'une telle répartition des salinités est actuellement réalisée dans la Mer Rouge (fig.52), en dehors des saumures chaudes découvertes dans certains de ses bassins profonds (NEUMANN et MACGILL, 1961). Sans vouloir établir un parallélisme rigoureux entre ce bassin actuel et celui des Terres Noires, on peut cependant remarquer que certains traits les rapprochent : isollements, compartimentage et probablement intense évaporation sous un climat chaud.

C'est pourquoi, en m'inspirant des résultats de NEUMANN et MACGILL, je pense pouvoir proposer des lignes d'iso-salinité pour la mer jurassique (fig.51). Le schéma obtenu rend compte de toutes les variations du bore observées dans le Membre inférieur.

Une autre région du globe où on constate actuellement un gradient de salinité croissant d'un bassin à l'autre est celle de la Shark Bay sur la côte occidentale de l'Australie. Par suite de l'aridité du climat, les salinités y dépassent 76‰ malgré une agitation de l'eau suffisante pour maintenir un taux d'oxygénation élevé (LOGAN et al.1971).

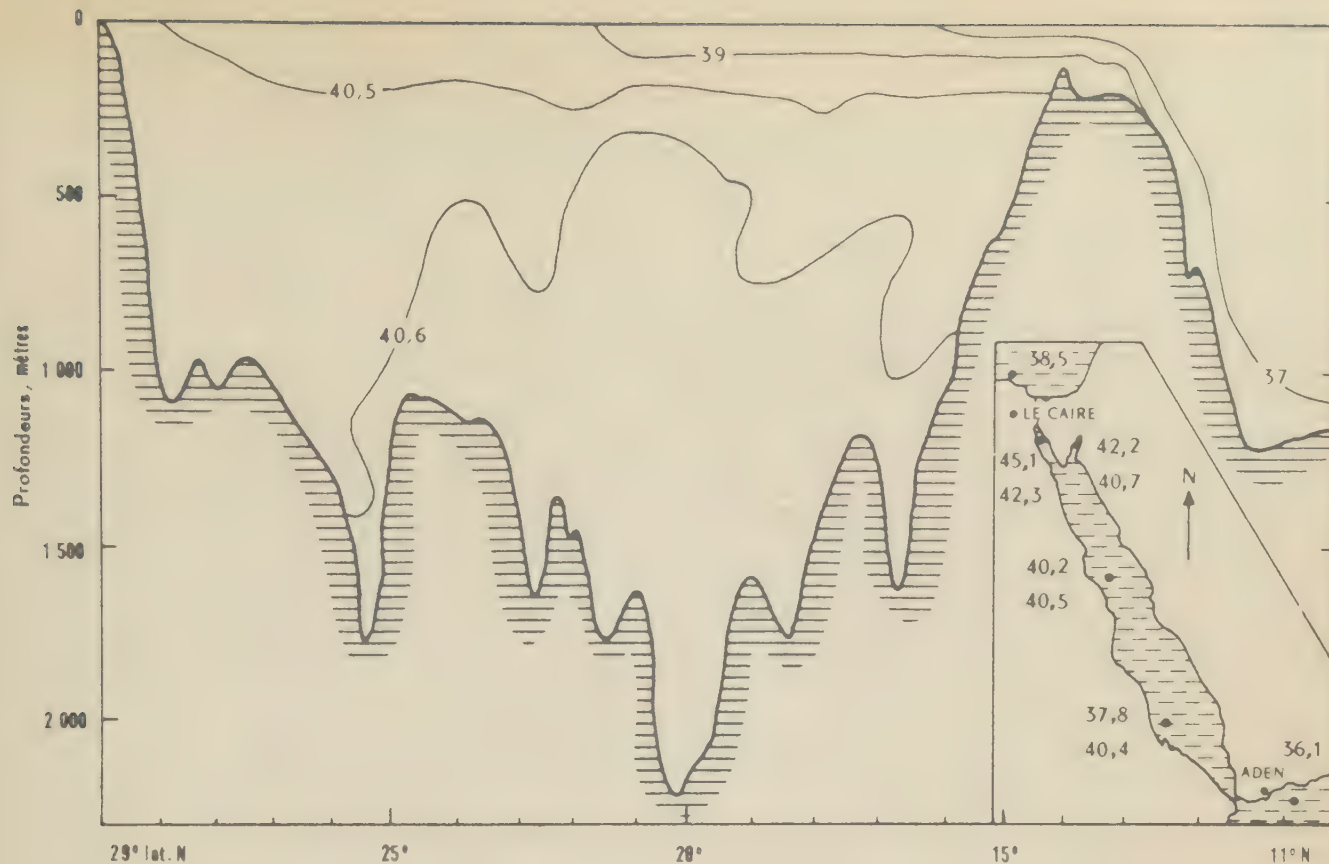


Figure 52 Salinité de la Mer Rouge en juillet.

Dans la carte, en bas, à droite, sont indiquées les salinités au fond (bas)
et en surgace (haut).

Les saumures chaudes d'origine profonde n'ont pas été figurées.

D'après Neumann et Mac Gill (1961), modifié par Borchert et Muir (1964).

5 b . Membre supérieur :

Les teneurs en bore du Membre supérieur sont plus homogènes, mais le maximum se situe toujours dans la région de Marsanne. (750 ppm), les teneurs les plus faibles étant toujours situées à l'Est.

L'envoyage des seuils et l'approfondissement généralisé sont probablement responsables de cette nouvelle répartition.

Remarque : Une étude très complète, encore inédite, effectuée sur le Lias de la région des écaïlles de Digne, a montré que les variations du bore étaient de même nature que celles observées dans les Terres Noires. Les ressemblances entre les deux schémas tiennent, à notre avis, à la persistance du contrôle structural de la sédimentation et de la paléo-océanographie. Les divergences entre ces mêmes schémas tiendraient en revanche aux différences de profondeur des dépôts et à des évolutions climatiques différentes (ARTRU et BOURULLEC, 1971)

5 c . Conclusion sur le bore :

L'étude systématique de la répartition du bore dans la formation des Terres Noires dont la lithologie est somme toute peu variée, a permis de reconstituer l'évolution des paléosalinités et ses causes. Elle a confirmé la valeur déjà reconnue du bore en tant que marqueur géochimique, résultat dont la portée dépasse certainement l'étude régionale à l'occasion de laquelle il a été obtenu.

CHAPITRE VII

- LA PHASE SILICEUSE -

Dans la fraction fine du résidu insoluble de nos échantillons, la silice libre sous diverses formes est parfois très abondante. Son origine peut être détritique et dans ce cas il s'agit de quartz. Elle peut être chimique ou bio-chimique ; dans ce cas, la silice est à l'origine amorphe ou cryptocristalline, mais peut recristalliser secondairement.

A - QUARTZ DETRITIQUE -

Il n'est généralement visible qu'au microscope, où il apparaît sous forme de poussière de petits grains anguleux. Même dans les niveaux à bioclastes assez grossiers, comme le niveau repère ou les turbidites du bassin d'Embrun, les grains de quartz sont d'une extrême finesse. Dans les plaquettes rouges de l'Oxfordien, ils sont par contre très abondants : il s'agit là d'une exception remarquable et très importante pour la reconstitution de l'origine des apports terrigènes.

Nous avons vu à propos des séries gréseuses de Suisse, que l'absence de quartz grossiers s'explique par :

- . l'éloignement des sources,
- . le piégeage des éléments grossiers dans des bassins fermés,
- . un climat chaud et humide responsable de l'attaque chimique de la silice (pH acide sous couverture forestière) quand la topographie n'est pas trop accentuée.

B - SILICE D'ORIGINE CHIMIQUE ET BIOCHIMIQUE -

Dans les niveaux de plaquettes, on ne peut manquer d'être frappé par l'abondance des quartz bipyramidés, qui, très souvent, se développent au dépens de spicules calcitiques. La succession des phénomènes pourrait être la suivante :

- . altération latérisante sur le continent occasionnant un départ massif de silice vers le bassin,
- . concentration biologique de la silice,
- . dissolution au cours de la diagenèse quand l'enfouissement

cause une augmentation de température et de pression (les Spongiaires siliceux du Callovien de la bordure du bassin ne sont pas calcitisées). Ces processus ont été étudiés par E.DAPPIES (1959) et S.KASHIK (1965).

. dans un stade de diagenèse ultérieur, la silice recristallise sous la forme de quartz bipyramidé.

C - VARIATION DE LA PHASE SILICEUSE -

L'analyse diffractométrique fait toujours apparaître un pourcentage de silice important et c'est dans la région occidentale que les teneurs sont les plus élevées. Dans les sondages Istres 101 (CFP) et Angles 1 (SNPA), les pourcentages de silice dosés par spectrométrie U.V. sont très élevés et rendent parfois impossible l'interprétation des variations en éléments traces. Il n'en est pas de même dans la région orientale à partir de Laragne.

Une observation de terrain confirmerait cette tendance : dans la région d'Aurel les accidents siliceux (filonets, amygdales) sont assez nombreux, alors que l'on ne connaît que des accidents carbonatés dans la région de Laragne.

L'utilisation de cette silice par les organismes à squelette et à test siliceux est prouvée dans la région occidentale par les couches à spongiaires du Callovien de l'Ardèche, et par les nombreux biohermes à éponges existant dans les anticlinaux de Condorcet, Le Buis et Aurel (fig. 70, 71 et 72).

Ces faits trouvent leur explication dans le contexte paléogéographique et climatique. Du Massif Central et du Massif Provençal, pénéplaines plus ou moins émergées, provenaient d'importantes quantités de silice, issues de l'altération en climat tropical sous couverture forestière (biostasie). Ceci explique la véritable ceinture de silicifications qui entoure le Massif Central et l'abondance de la silice dans les sédiments issus des zones de plateforme. Cette abondance de silice permettait un grand développement des organismes siliceux.

Au contraire, les zones émergées de l'intérieur du domaine alpin étaient soumises à une altération plus ménagée (cf. Chap. I) et livraient du quartz détritique avec les argiles. Seule la fraction quartzeuse la plus fine (en fait aussi fine que les minéraux argileux) parvenait jusqu'aux bassins dauphinois.

Il faut dissocier de cette interprétation celle des quartz bipyramidés que l'on trouve fréquemment dans des nodules fracturés ou géodiques* de l'Oxfordien inférieur, décrits avec précision par GUETTARD dès 1782, puis par GONNARD (1899) et LACROIX (1924). Ces quartz se sont for-

(*) connus également sous le nom de "géodes de Meylan".

més au cours d'un stade déjà avancé de diagenèse puisqu'ils montrent des inclusions d'hydrocarbures liquides et gazeux. (TOURAY et JAUZEIN, 1967, MONTENAT et PATILLET, 1968).

E - LES FELDSPATHS AUTHIGENES -

Les feldspaths automorphes de taille inférieure à $50\ \mu$, que l'on peut supposer authigènes, sont parfois assez abondants dans les Terres Noires. Ces feldspaths ont pu se former au dépens de solutions hypersalines (dissolution des spicules de spongiaires) et de solutions hydrothermales bicarbonatées sodiques ou chlorurées sodiques. La température de formation n'a pas été déterminée par diffractométrie, mais le degré de diagenèse des illites dans ces mêmes niveaux correspond à la base de la zone de diagenèse avancée.

Les niveaux les plus riches en feldspaths automorphes sont marqués par des teneurs très élevées en strontium (niveau repère médian en particulier) et correspondent également à des niveaux dolomitiques.

- LA PHASE CARBONATEE -

Les carbonates sont, après les argiles, le deuxième constituant essentiel des Terres Noires. La calcite est dominante (0 à 40 %) mais la dolomite est souvent présente, en quantité parfois importante.

La découverte de petites quantités de dolomie dans de nombreuses séries argileuses a suivi la diffusion de la diffraction X comme méthode de routine pour l'analyse des constituants lithologiques.

A - CALCITE -

La phase calcitique est essentiellement constituée de fragments bioclastiques de tailles variées. Les niveaux les plus calcaires des Terres Noires sont formés par les plaquettes des "assises à plaquettes". En dehors de ces niveaux le pourcentage de calcite décroît et devient parfois nul. Nous avons vu qu'une assise à plaquettes représente une sorte de flysch alimenté par les zones de bordure peu profondes ou par les hauts fonds situés à l'intérieur du bassin. Le matériel carbonaté est essentiellement resédimenté, ce que confirme l'examen des plaques minces,

B - DOLOMITE -

Plusieurs faits tendent à démontrer que cette dolomite est syngénétique, ou résulte tout au plus d'une diagenèse très précoce.

. Elle se présente en microcristaux ou en grains isométriques automorphes de très petite taille (20 à 30 μ) qui, à l'échelle de la lame mince, ont une répartition très homogène.

. La stratification et les microstructures sédimentaires ne sont jamais perturbées, contrairement à ce qu'on devrait constater dans le cas d'une dolomitisation secondaire épigénétique.

. Il n'existe aucune relation entre la répartition de cette dolomite et les zones particulièrement fracturées par où aurait pu s'effectuer l'acheminement plus ou moins tardif de solutions magnésiennes. En particulier on ne constate aucun lien entre cette dolomite et les pointements de Trias diapiriques (*) de la région de Laragne (Hautes-Alpes)

* D'après des études structurologiques récentes, menées par les tectoniciens de la SNPA, MM. HENRY, RICHERT, VERDIER, le Trias de Lazer et ses satellites correspondraient plutôt à une semelle d'écaille tangentielle. Je penche personnellement pour cette interprétation qui reste cependant à confirmer.

1 - Hypothèse sur les conditions de genèse :

Si, comme la chose paraît hautement probable, la dolomite des marnes bathoniennes s'est formée par diagenèse très précoce au sein d'un sédiment non encore consolidé, on doit admettre à la suite de G.V. CHILIN-GAR (1959) et de G.BARON (1966) que cette dolomitisation a exigé une concentration élevée en magnésium des eaux marines et un abaissement suffisant du pH pour permettre une solubilisation partielle de la calcite.

Il est intéressant de noter que dès 1964, avant même d'avoir mis en évidence les teneurs en bore particulièrement élevées des Terres Noires, j'envisageais déjà, d'après la nature dolomitique des marnes bathoniennes, qu'une certaine sursalure avait pu être atteinte "dans un bassin relativement isolé par des seuils".

L'abaissement de pH nécessaire à la dolomitisation a pu être obtenue par dégagement d' H_2S et de CO_2 au sein du sédiment (J.DEBYSER, 1961). A.RIVIERE et S.VERNHET, 1962, ont observé dans les étangs littoraux du Golfe du Lion, la constitution de milieux euxiniques, où le pH descendait jusqu'à 6,5 malgré l'effet de tampon d'une énorme réserve alcaline (20 mequiv/contre 2,5 dans l'eau de mer normale). Cette réserve alcaline est due à la dissociation des sulfates par suite de l'activité bactérienne anaérobie (les teneurs en ions Ca et Mg seraient celles des eaux de mer normales). Quand baisse la réserve alcaline, en raison de la diffusion dans l'atmosphère de l' H_2S et du CO_2 , il y a précipitation d'un composé formé de 84,8 % de CO_3Ca , 9,28 % CO_3Mg , 3,56 % CO_3Fe .

L'alternance de phénomènes de ce type (milieu euxinique périodique) a pu entraîner : de façon peut être simultanée

- . une dissolution partielle des carbonates,
- . une précipitation de dolomite et de calcite magnésienne évoluant secondairement en dolomite.

Les observations des auteurs précédents conduisent à admettre la probabilité des mécanismes dont nous avons déjà suggéré l'existence pour la genèse de la dolomite des Terres Noires (*).

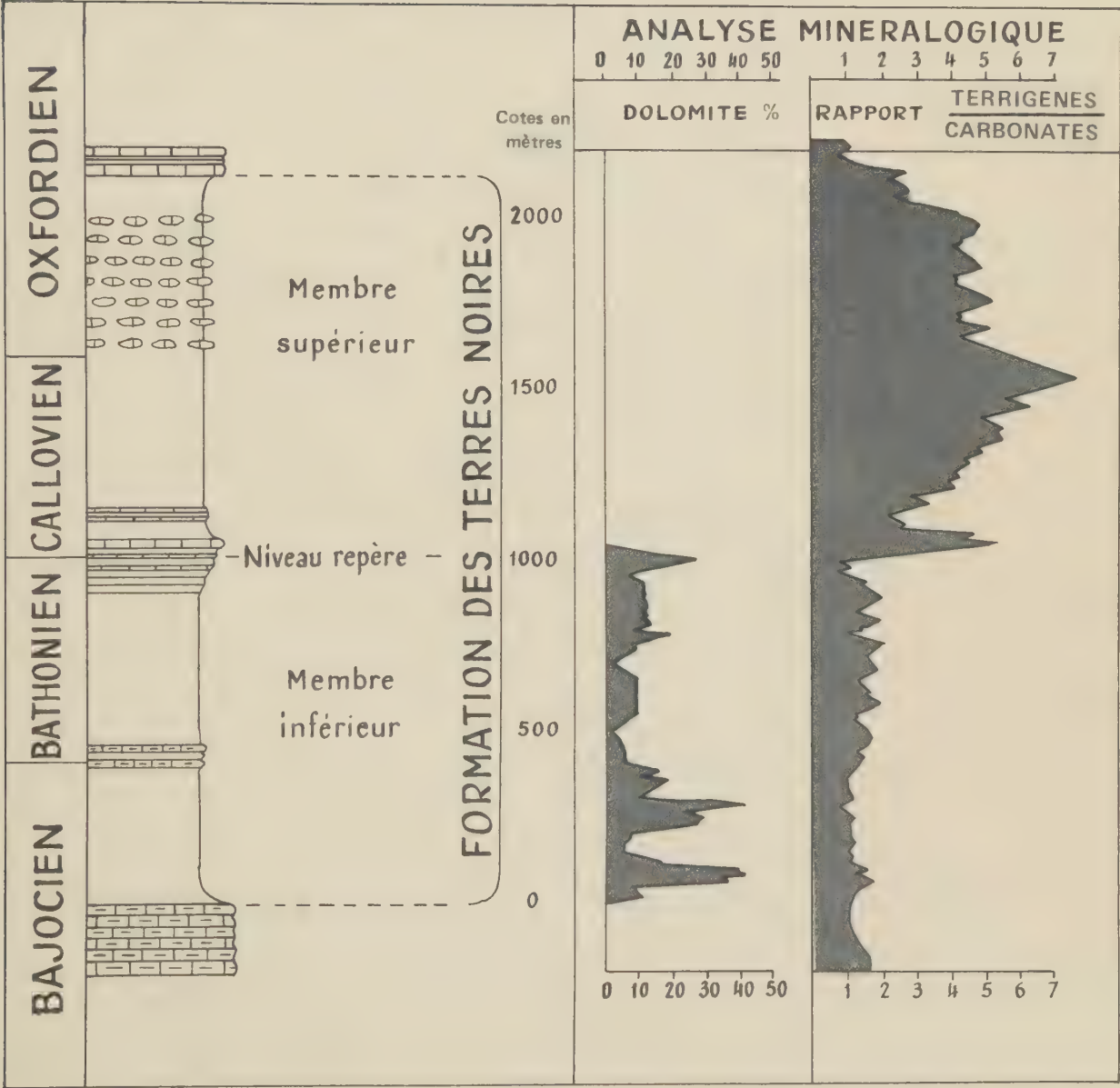
C - VARIATIONS DE LA PHASE CARBONATÉE -

1 - Répartition verticale (fig. 53) :

Dans les niveaux où les plaquettes sont les plus épaisses et les mieux individualisées, la teneur en carbonate peut atteindre 50 à 70 %. Les pourcentages sont de 30 à 50 % pour les intervalles marneux du Membre

(*) On doit également signaler la formation de dolomite dans les premiers stades de la diagenèse dans un bassin marin actuel (RIEDEL et al. 1961)

Répartition de la dolomite sans les Terres Noires de Laragne



inférieur, contre 0 à 30 % pour ceux du Membre supérieur. Il existe donc une grande différence entre les marnes du Membre inférieur et celles du Membre supérieur. Cette différence est très générale dans toutes les Terres Noires.

L'essentiel des carbonates est constitué par la calcite des débris bioclastiques hérités des zones de plateforme. A ces apports rythmiques (plaquettes) s'ajoute, particulièrement pour le Membre inférieur une fine sédimentation de débris calcaires, d'origine pélagique : coccolithophoridés (C. TEMPIER) et, Nannofossiles à test calcaire.

La coupe d'Eyguians montre que la dolomite n'est présente que dans la puissante série des marnes du Bajocien supérieur et du Bathonien. Les marno-calcaires bajociens en sont dépourvus et elle disparaît au-dessus de l'horizon repère servant de limite entre Bathonien et Callovien.

2 . Répartition horizontale :

L'étude d'autres coupes des Terres Noires a montré que les teneurs en carbonates des marnes du Membre inférieur restaient toujours plus fortes que celles des marnes du Membre supérieur. Cependant on a pu constater quelques variations latérales dans ce dernier, en particulier dans la partie méridionale et occidentale du bassin où il renferme des teneurs non négligeables en carbonates et en particulier en dolomite.

3 . Essai d'interprétation :

L'apparition de la dolomite qui se fait toujours aux dépens de la calcite semble lié à trois facteurs principaux :

- . existence d'une teneur en calcite suffisante dans le sédiment originel (caractère secondaire quoique précoce de cette dolomie),
- . existence d'un milieu de dépôt réducteur (solubilisation de la calcite, attaque bactérienne des sulfates, en particulier magnésiens),
- . existence d'un potentiel magnésien suffisant des eaux de fond.

Le jeu combiné de ces trois facteurs suffit à expliquer la plus grande abondance de la dolomite dans le Membre inférieur d'une part, dans les bassins occidentaux et méridionaux d'autre part. En fait, la répartition de la dolomite manifeste une certaine parenté avec celle des teneurs en bore, sauf pour le bassin d'Embrun. Cette parenté tend à confirmer l'existence d'une liaison génétique entre la présence de dolomite, la sursalure des eaux de fond et la stagnation qui caractérise les sous-bassins résultant du compartimentage de l'aire de dépôt des Terres Noires.

CHAPITRE IX

- LE FER ET LE SOUFRE -A - FER -

Le fer est abondant dans les Terres Noires où il se trouve sous plusieurs formes :

- . sous forme aluminifère dans le réseau des argiles et en particulier dans celui de la chlorite.
- . sous forme d'hydroxydes et en particulier de goéthite.
- . sous forme de sulfures : pyrite et marcassite. Ces deux minéraux sont abondants ; ils épigénisent souvent des restes d'organismes (Radiolaires, terriers) ou se présentent sous forme de concrétions. Cette abondance témoigne d'une part de conditions particulièrement réductrices dans le sédiment, et d'autre part d'une forte teneur en sulfates de l'eau de mer.

B - SOUFRE & SULFATES -

Les sulfates n'ont jamais atteint leur point de saturation dans la mer des Terres Noires. Pourtant l'hyperchlorinité mise en évidence par les teneurs en bore aurait dû s'accompagner de teneurs élevées en sulfates. La cause principale de cet état de choses serait le caractère souvent très réducteur, voire euxinique, des régions profondes du bassin. Dans ces conditions, les bactéries sulfato-réductrices ont décomposé de grandes quantités de sulfates. La plus grande part de l' H_2S ainsi formé a dû diffuser dans les tranches d'eau supérieures du bassin, pendant qu'une partie était mobilisée pour former de la pyrite. Notons en outre qu'une quantité également importante de matière organique a dû être consommée par ces bactéries qui y puisaient l'énergie nécessaire à leur activité réductrice.

Au sein même du Membre inférieur, dont le dépôt s'est accompagné de conditions fortement réductrices et d'une sursalure particulièrement nette, on constate la présence de lits millimétriques de goéthite. Nous interprétons ces dépôts comme l'indice d'une oxygénation périodique des eaux, entraînant un arrêt de la réduction des sulfates et la précipitation de l'excès de fer sous forme d'hydroxyde.

(*) Les teneurs en soufre vont de 0,01 % dans les niveaux rouges à 3 % dans certains niveaux de marnes noires.

1 . Gypse :

Il est toujours secondaire et provient essentiellement de l'oxydation de la pyrite diffuse dans le sédiment. Cette oxydation se produit dans la zone d'action des eaux météoriques. C'est ainsi qu'au cours de l'été, la surface de certains niveaux particulièrement pyriteux (Membre inférieur à Montrond, Hautes-Alpes) est ponctuée d'aiguilles de gypse longues de plusieurs centimètres.

2 . Efflorescences magnésiennes :

Les dépôts blancs qui incrustent en été le fond des ravins dans les Terres Noires ont depuis longtemps frappés les observateurs (GARNIER, 1878). L'analyse diffractométrique de ce produit a montré qu'il s'agissait d'un mélange en proportions variables de kiésérite ($\text{SO}_4 \text{ Mg H}_2\text{O}$) et d'hexaedrite ($\text{SO}_4 \text{ Mg } 6 \text{ H}_2\text{O}$). Les proportions varient en fonction de l'humidité et de la température.

Les occurrences de ces minéraux sont très rares sous nos climats. Si les ions SO_4 peuvent provenir de la pyrite, la provenance du magnésium est plus difficile à expliquer. Peut être ce métal provient-il de la dissolution de la dolomite par l'acide sulfurique résultant de l'oxydation de la pyrite.

3 . Barytine :

Ce minéral peut être présent dans certains nodules de l'Oxfordien moyen. G.EINSELE et R.MOSEBACH (1955), dans leur étude des Posidonienschiefer du Jura Souabe, ont cerné les conditions de formation de ce minéral qui peut coexister avec la pyrite dans les géodes, alors qu'on ne le trouve pas dans le sédiment.

CHAPITRE X

- LA PHASE ORGANIQUE -

Relativement négligée dans les synthèses géologiques classiques, l'étude de la matière organique des roches a connu un grand développement dans la géologie pétrolière. Comme la phase argileuse, la phase organique nous renseigne sur les conditions physico-chimiques du milieu de dépôt et aussi sur les contraintes thermo-dynamiques subies ultérieurement par les sédiments.

A - NATURE DE LA MATIERE ORGANIQUE -

La matière organique des Terres Noires appartient à deux grands types d'origine et de composition très différents.

1 . Une matière organique héritée, fortement carbonisée. Cette matière organique peut provenir de la couverture végétale qui s'étendait au Jurassique sur les terres émergées entourant le bassin. Elle peut aussi être héritée de formations sédimentaires plus anciennes ayant subi une évolution diagénétique poussée au cours d'une orogénèse antérieure, très probablement à l'Hercynien. Ces formations érodées au moment du dépôt des Terres Noires ont pu livrer cette matière organique en même temps que leurs autres constituants.

Nous trouvons là un phénomène d'héritages successifs qui s'explique assez bien si l'on considère que la matière organique ayant subi un début de métamorphisme est composée presque exclusivement de carbone et présente une grande résistance à l'altération.

2 . Le deuxième grand type de matière organique est autochtone, d'origine marine, formé à partir du plancton et des organismes benthiques dont les restes ont pu s'accumuler sur le fond ou dans le sédiment frais. Dans le cas des Terres Noires, cette matière organique autochtone est beaucoup moins abondante que la matière organique héritée.

Parmi les causes essentielles de ces faibles teneurs en matière organique autochtone, il faut citer :

2 a . la dilution par les éléments terrigènes. Le phénomène est un peu comparable à celui de la dilution des macrofossiles dans les grandes sé-

ries argileuses. Au contraire le rapport matière organique héritée/argiles est assez constant.

2 b . La décomposition de cette matière organique avant son dépôt. SKOPINTSEV (1949) a montré que la plus grande partie des cadavres d'organismes planctoniques disparaissaient à partir de 100 m de profondeur. C'est pourquoi, les accumulations de matière organique les plus importantes sont pratiquement toujours trouvées dans le domaine néritique, par des profondeurs assez faibles. Même un milieu réducteur qui constitue un facteur favorable à cette accumulation dans les zones peu profondes peut jouer un rôle défavorable dans les milieux profonds dans la mesure où il active la décomposition bactérienne anaérobie de la matière organique marine. Celle-ci comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, constitue une source d'énergie pour les bactéries sulfato-réductrices. La matière héritée, beaucoup plus minéralisée, résiste mieux à cette décomposition.

Ainsi l'on ne retrouve pas dans les épaisses séries dauphinoises, les niveaux d'accumulation de matière organique autochtone que l'on peut rencontrer très localement dans le Bassin Parisien et l'Allemagne du Nord ou sur les plateformes peu subsidentes qui bordent le bassin des Terres Noires (Bas Dauphiné, Jura) (CHARPIOT, 1966).

C - VARIATIONS SEDIMENTAIRES ET DIAGENETIQUES DE LA MATIERE ORGANIQUE -

1 . Variations quantitatives :

La teneur en matière organique d'une roche s'apprécie par le dosage du carbone organique. Les études statistiques de HUNT et RONOY, ont montré que la teneur moyenne en carbone organique dépendait de la lithologie, 1% en moyenne pour les roches argileuses contre 0,10% pour les carbonatés. Encore ces mesures ne concernaient-elles pas un échantillonnage de roches, très représentatif, et la définition du type lithologique restait-elle sommaire. Une étude plus poussée, effectuée au Centre de Recherches de la SNPA par J.GAUTHIER et R.SOURISSE à partir de plus de 6000 échantillons de toute provenance, a permis de préciser la loi de dilution du carbone organique par les carbonates (fig.54). On connaît désormais la teneur moyenne en carbone organique d'une roche sédimentaire ayant une teneur en résidu insoluble donnée. Les teneurs en carbone organique des Terres noires rapportées au diagramme GAUTHIER-SOURISSE, sont situées dans l'ensemble autour de la moyenne. Les échantillons à plus forte teneur caractérisent (GAUTHIER, 1965) le sommet du Membre supérieur. Cette répartition des teneurs indiquent que les condi-

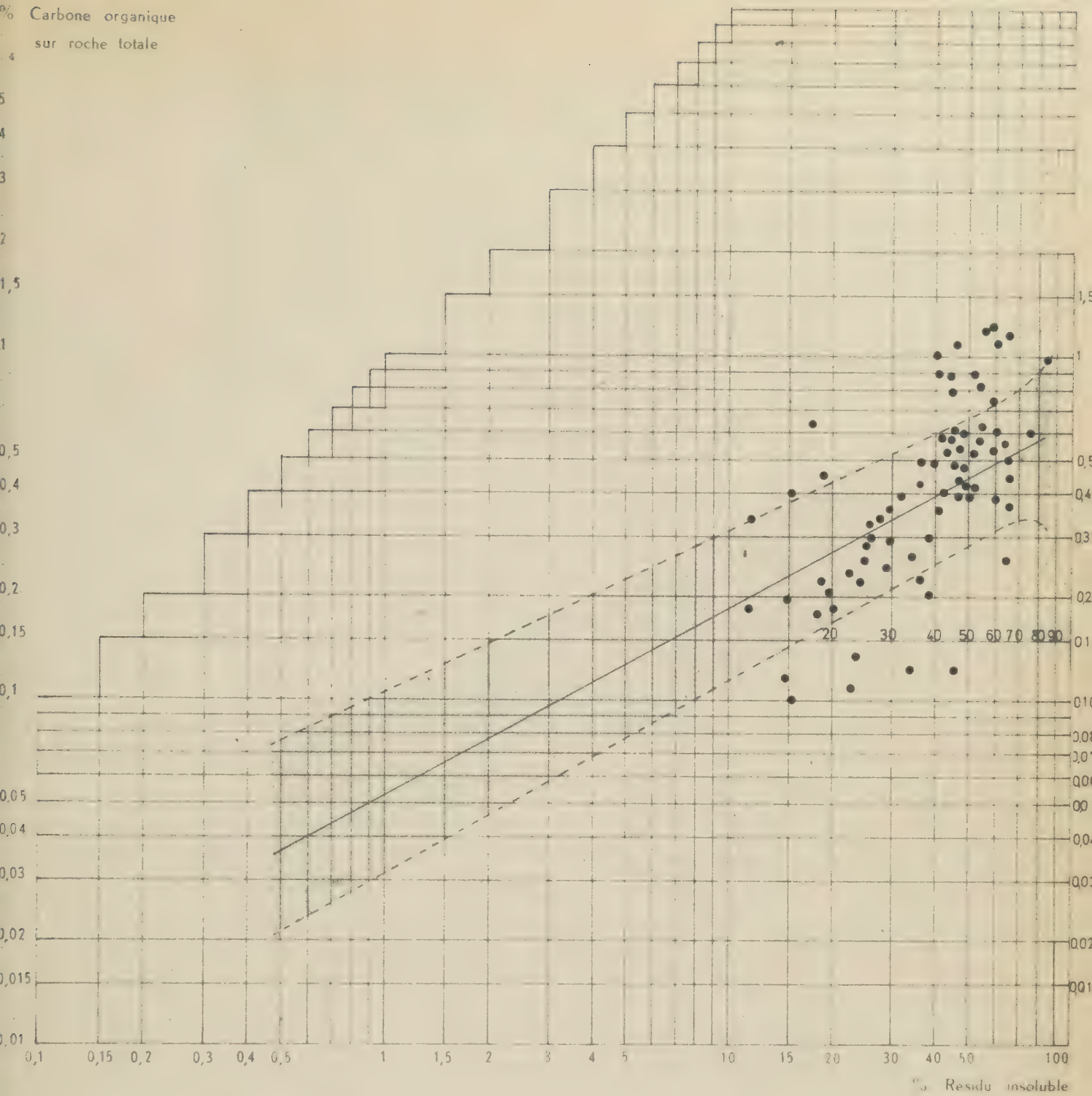


Figure 54 Relation Carbone organique - Résidu insoluble établie à partir de plus de 6000 échantillons de toute provenance
(d'après J. Gauthier et C. Sourisse)

● échantillons de Terres Noires

tions nécessaires à une accumulation importante de matière organique n'étaient pas réalisées au moment du dépôt des Terres Noires. Néanmoins si l'on songe à l'épaisseur de la série, les quantités mises en jeu sont énormes. La qualité essentiellement détritique (végétale ou resédimentée) de la matière organique explique cette absence de concentration malgré les conditions euxiniques ou fortement réductrices. A chaque apport de matière organique correspond un apport d'argiles correspondant qui le dilue. Les concentrations plus élevées du sommet du Membre supérieur correspondent vraisemblablement à un ralentissement de l'apport terrigène lié à une tendance biostatique.

2. Variations qualitatives :

Les méthodes d'étude de la qualité de la matière organique sont très variées ; elles ont été particulièrement développées dans les laboratoires pétroliers et les laboratoires d'étude des charbons. Ces méthodes peuvent être directes : c'est le cas des méthodes optiques (absorption lumineuse, état de conservation des spores, réflectométrie) et des méthodes chimiques (étude de la fraction extractible aux solvants organiques, pyrochromatographie, isotopes du carbone, etc...). Elles peuvent être indirectes : c'est le cas des méthodes d'appréciation basées sur les éléments-traces.

Il est apparu très tôt que la matière organique était affectée par des transformations diagénétiques qui en altéraient la nature. ROGERS (1860 - 1863) ; WHITE (1915 - 1935) et FULLER (1919 - 1929) ont montré les relations existant entre le degré de houillification, l'intensité des phénomènes de diagenèse liés à l'enfouissement et à la tectonique et la genèse ou la conservation des hydrocarbures.

Les études effectuées depuis, dans les laboratoires des Sociétés pétrolières se chiffrent par dizaines, et nous ne pouvons que renvoyer le lecteur aux articles paraissant régulièrement dans le Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, la revue de l'Institut Français du Pétrole, le Bulletin du Centre de Recherches de Pau et dans de nombreuses revues spécialisées.

Nous retiendrons surtout que pour apprécier la qualité de la matière organique originelle, il faut l'étudier dans une zone de diagenèse pas trop poussée, d'une part, et utiliser les critères d'éléments-traces d'autre part, car ces derniers sont peu affectés par la diagenèse.

C - ETAT ORIGINAL DE LA MATIERE ORGANIQUE -

1 . Résultats obtenus par les méthodes directes :

1 a . Méthodes optiques : Les palynologistes pétroliers distinguent :

. la matière organique colloïdale, qui a subi une transforma-

tion déjà notable et dont la composition tend vers celle des hydrocarbures. Elle est particulièrement abondante dans les roches favorables à la genèse des hydrocarbures ;

- . la matière organique végétale composée de tissu cellulaire, de débris ligneux et de spores,

- . la matière organique détritique, essentiellement héritée de formations soumises à l'érosion sur le continent. Cette matière organique est en général fortement carbonisée. L'étude de J.CONNAN et A. GIRAUD (1968) a montré l'importance de la matière organique d'origine continentale et probablement resédimentée dans les sédiments des canyons sous-marins de la Méditerranée. Ce type de matière organique présente des carbon-ratios* élevés (fig.57) qui permettent également de la détecter dans les sédiments anciens qui n'ont pas atteints un stade de diagenèse trop élevé.

Les planches IV et V, montrent dans des échantillons du Jurassique du sondage d'Humilly 2, sur la plateforme jurassienne, la présence de ces trois types au sein d'une même préparation (d'après des études inédites de G.PENIGUEL).

Nous sommes là dans une zone de subsidence relativement faible et soumise à un flux géothermique apparemment normal. A la profondeur à laquelle ils ont été déposés et enfouis, la matière organique colloïdale et les microorganismes ont subsisté.

1 b . Méthodes chimiques : Dans les mêmes échantillons il a été procédé au dosage de l'extrait au chloroforme. Ce dernier représente une fraction faible de la matière organique totale (2 à 4 %). Par contre, on peut constater que cet extrait a déjà subi une évolution notable qui se marque par des rapports hydrocarbures aromatiques/hydrocarbures saturés, voisins de 1. En outre, les gaz occlus sont riches en homologues supérieurs éthane, propane, butane. Ces résultats confirment les données palynologiques en ce qui concerne la relative pauvreté de la matière organique en "sapropèle" qui se traduit par de faibles teneurs en extrait au chloroforme.

2 . Résultats obtenus par des critères indirects :

Les éléments-traces permettent eux aussi de juger de ce mélange de matière organique d'origine différente. Si l'on établit le diagramme Rapport Mo/Cu - Carbon-ratio dans trois forages de la plateforme jurassienne, nous obtenons trois droites de corrélation (fig. 55).

(*) Carbon-ratio (voir page suivante § D).

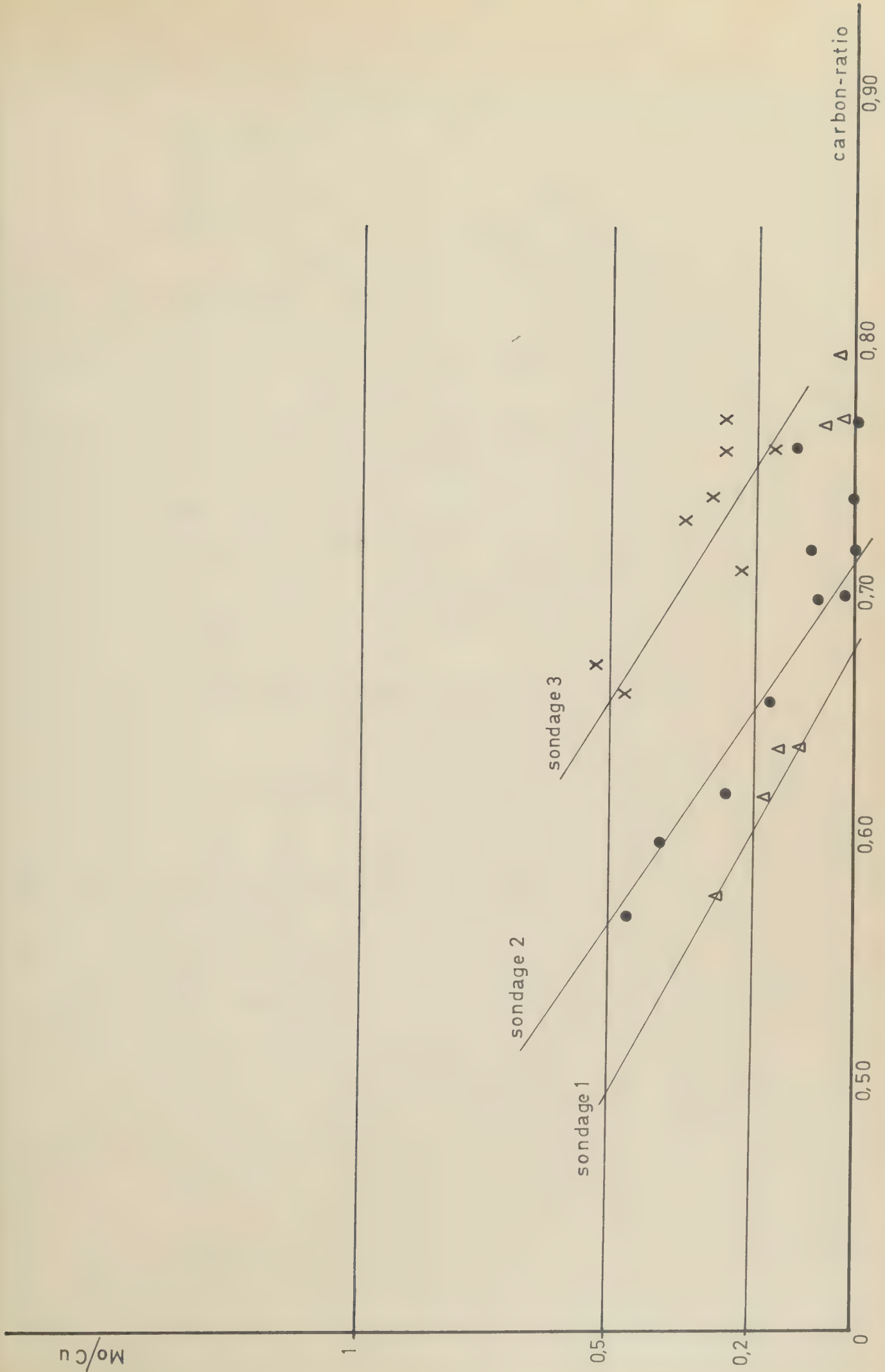


Figure 55 Relation entre le rapport Molybdène/Cuivre et le carbon-ratio dans le Jurassique de la plateforme Jurassienne (Haute Savoie et Suisse)

Pour chaque sondage il existe une relation négative entre le carbon-ratio et le caractère plus ou moins réducteur du milieu de dépôt. Nous savons que le rapport Mo/Cu est d'autant plus élevé que le milieu est plus réducteur (en sédimentation carbonatée de plateforme) et que par voie de conséquence la matière organique d'origine planctonique (sapropèle) est plus abondante (G.KULBICKI et J.L.RUMEAU, 1968 et 1969).

Pour une proportion donnée de sapropèle (Mo/cu = 0,2), nous obtenons trois carbon-ratios suivant les sondages.

L'un correspond à une évolution faible (1), l'autre à une évolution moyenne (2), le troisième à une évolution déjà forte (3).

Dans un même sondage et pour des cotes pas trop différentes, les variations du carbon-ratio correspondent essentiellement à des variations de qualité de la matière organique.

Si nous avons développé un peu longuement cet aspect des techniques de reconnaissance de la nature de la matière organique, c'est pour rendre compte de la complexité de la phase organique d'un sédiment. Ainsi, on ne peut parler d'état d'évolution d'une matière organique sans déterminer avec le plus de précision possible son état originel.

D - EVOLUTION DIAGENETIQUE DE LA MATIERE ORGANIQUE -

1 . Méthodes d'étude :

Les moyens d'apprécier cet état d'évolution sont assez nombreux. L'expérience a montré qu'il convient en général de ne pas se fier à une seule méthode mais que plusieurs méthodes, par le contrôle mutuel qu'elles engendrent, permettent d'approcher la réalité de façon assez satisfaisante. Cette obligation provient de la difficulté de distinguer au moyen d'un seul critère ce qui, dans l'état actuel des paramètres étudiés, est dû à leur état initial et ce qui est dû à leur évolution ultérieure. Ces considérations ne sont pas négligeables en raison des applications pratiques très importantes dont sont susceptibles ces méthodes.

Les méthodes les plus couramment utilisées pour la détermination du degré de diagenèse de la matière organique sont les suivantes :

- . carbon-ratio : c'est le rapport du carbone résiduel après pyrolyse à 900° du kérogène sous atmosphère d'azote, au carbone total avant pyrolyse (LE TRAN et VAN DER WEIDE 1969),

- . Pyrochromatographie : c'est une méthode d'analyse chromatographique des produits de pyrolyse de la matière organique à des températures données (BORDENAVE, COMBAZ, GIRAUD, 1966).

. Gaz adsorbés : les gaz occlus dans les carbonates ou adsorbés sont dégagés par attaque acide et analysés par chromatographie (LE TRAN, 1971),

. méthodes optiques : c'est l'étude directe de la matière organique par transmission ou par réflexion lumineuses (ALPERN 1959, CORREIA 1967, STAPLIN 1969);

. étude chromatographique de l'extrait au chloroforme : ces méthodes ont été employées (en collaboration avec les chercheurs spécialisés dans chacune de ces méthodes) pour la résolution de problèmes particuliers ou la vérification des phénomènes fondamentaux.

Nous avons vu, à propos de l'évolution diagénétique de la fraction argileuse, qu'il existait des évolutions liées au gradient géothermique normal (simple enfouissement) et des évolutions liées à des gradients régionaux. Il n'y a aucune raison pour que la matière organique ne subisse pas les mêmes effets thermiques. Effectivement, nous avons constaté que l'évolution des deux phases s'effectuait toujours dans le même sens.

C'est en étudiant l'évolution horizontale en direction de la chaîne alpine que l'ensemble des résultats le plus homogène a été obtenu et c'est cette évolution que je présente donc en premier lieu. L'évolution verticale, qui dépasse le cadre de la formation des Terres Noires, sera étudiée par la suite.

2 . Evolution diagénétique de la matière organique en direction de la chaîne alpine :

L'étude d'une transversale dans les Terres Noires par ARTRU, DUNOYER de SEGONZAC et al. (1969) a permis de mettre en évidence un gradient de diagenèse de la phase argileuse déjà décrit dans un précédent chapitre, et un gradient de diagenèse de la phase organique. fig.56

2 a . Méthodes optiques : L'examen des résidus de traitement palynologique a montré un changement de coloration très net en allant de Die vers Gap.

La couleur est jaune ambré dans les échantillons de la région de Die (occidentale et externe), elle devient brun sombre aux environs de Gap (partie orientale et interne).

En même temps la structure des microfossiles s'altère et ils se disloquent, ce qui rend impossible leur identification.

Les débris végétaux, de couleur noire à l'origine, ne montrent

pas de modification nette de leur coloration, mais ils présentent une évolution structurale correspondant à une carbonisation progressive.

2 b . : Pyrolyse et pyrochromatographie :

2 b. 1. Préparation des échantillons : La roche, grossièrement broyée est lavée dans des extracteurs de Soxhlet par le chloroforme, pendant environ 30 jours. Ce lavage a pour but de séparer la totalité des matières organiques solubles dans le chloroforme, du résidu insoluble appelé kérogène. La roche est ensuite séchée, puis broyée finement.

2 b. 2. Caractérisation du kérogène (tableau 7) ; Le kérogène est analysé par pyrolyse et chromatographie, suivant la méthode décrite par BORDENAVE, COMBAZ et GIRAUD (1966). L'ensemble des résultats figure dans le tableau 7 :

- . teneur en kérogène exprimée en % de carbone ;
- . taux de dégradation à 500° C (TD 500), défini par le pourcentage du kérogène (exprimé en carbone) éliminé par pyrolyse pendant 10 minutes à 500° C ;
- . vitesse de réaction qui est estimée par la mesure du rapport des taux de dégradation à 280° C et 500° C (TD 280/TD 500) ;
- . potentiel en gaz, huile et composés aromatiques : l'interprétation quantitative des chromatogrammes obtenus lors d'une pyrolyse à 280°C nous permet d'estimer un "potentiel en gaz" par addition des quantités de méthane, éthane et propane rapportée à la quantité de kérogène (exprimée en carbone) mise en oeuvre. De la même façon, la somme de n-paraffines comprises entre C₄ et C₁₁ permet de chiffrer un "potentiel en huile". "Le potentiel en aromatiques" enfin, est obtenu en groupant benzène, toluène, xylène, cumène et xylénol.

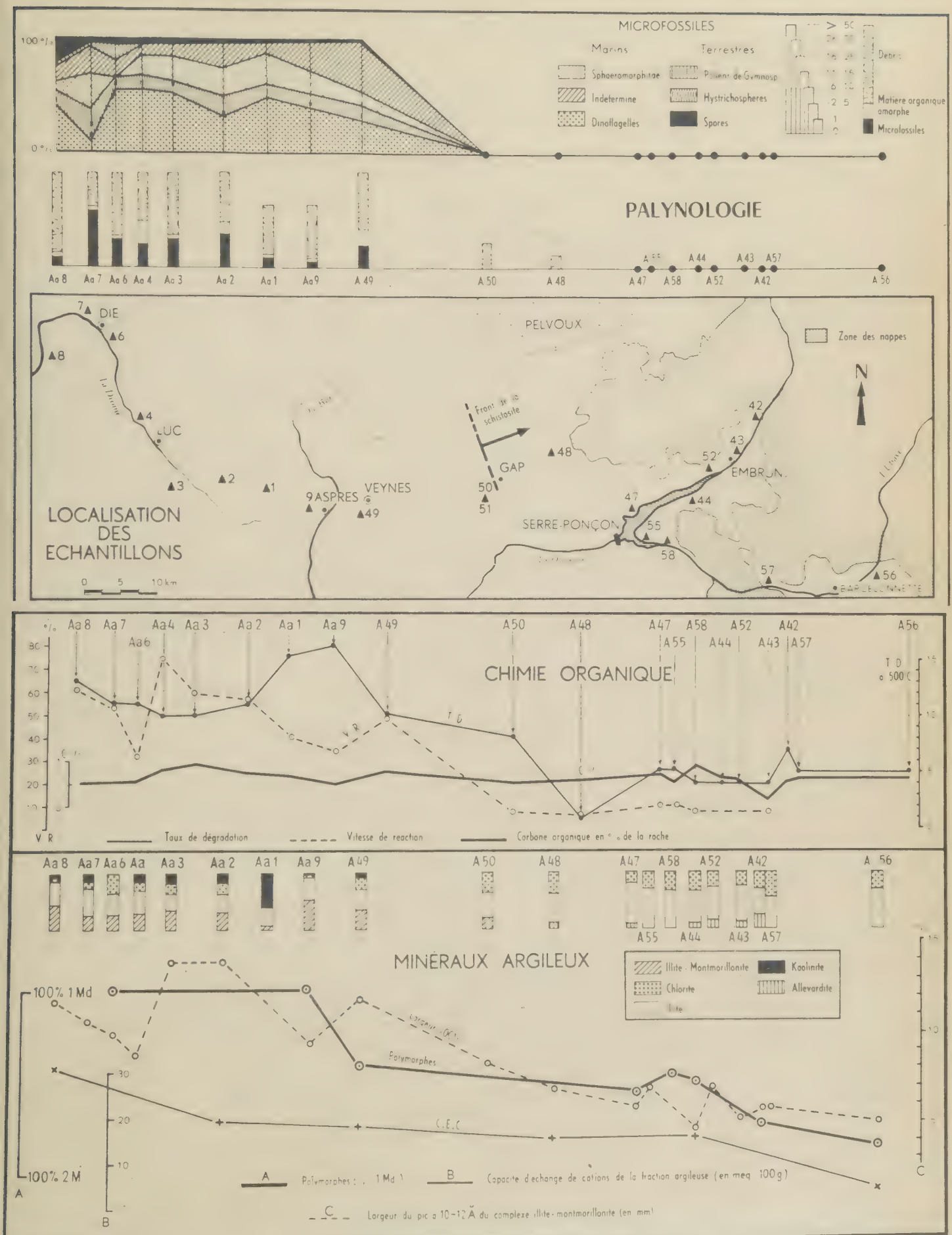
2 b. 3. Interprétation des résultats : La teneur en matière organique insoluble (kérogène) reste pratiquement constante. Cette teneur est faible, inférieure à 1%, malgré la teinte sombre de la roche.

Parmi les paramètres mesurés, il en est deux qui montrent des variations importantes le long de la transversale W-E allant de Die à la région d'Embrun. Ce sont : le taux de dégradation et la vitesse de réaction.

Variation du taux de dégradation

Ce taux est de l'ordre de 10 % dans la zone occidentale et tombe aux environs de 5% à l'Est de Gap. Cette dernière valeur correspond à une dégradation naturelle vraiment très importante : on a donc là un paramètre qui exprime l'intensité des dégradations post-sédimentaires dont la liaison avec les phénomènes diagénétiques est évidente.

Figure 56 Evolution diagenétique de la phase organique suivant une transversale Est-Ouest.
(d'après Artru, Dunoyer de Segonzac & al. (1969).



Réf. Ech.	C% roche totale	TD% 10 mm 500°C	POTENTIEL			Vitesse de réaction	Observations
			Gaz %	Huile %	Aromat. %		
Aa 8	0,50	13	0,06	0,02	traces	61	
Aa 7	0,52	11	0,05	0,01	0,005	55	
Aa 6	0,56	11	0,03	0,005	traces	32	
Aa 4	0,82	10	0,04	0,03	0,005	75	
Aa 3	0,93	10	0,04	0,02	traces	60	
Aa 2	0,73	11	0,05	0,007	0,005	56	
Aa 1	0,65	15	0,03	0,03	traces	40	
Aa 9	0,44	16	0,05	0,005	traces	84	
A 49	0,77	10	0,05	traces	traces	50	Pollution. Présence de bitumes.
A 50	0,54	8	0,005	0,001	traces	7,5	
A 48	0,58	0,9	0,005	traces	traces	5,6	Pollution. Présence de bitumes.
A 47	0,74	5	0,005	traces	traces	10	
A 55	0,53	5	0,005	traces	traces	10	Pollution. Présence de bitumes.
A 58	0,93	4	0,001	0,003	traces	10	
A 44	0,62	4	0,003	traces	traces	7,5	
A 52	0,55	4	traces	traces	traces	-	
A 43	0,15	4	traces	traces	traces	-	
A 42	0,55	7	0,005	traces	traces	7,1	
A 57	0,62	5	traces	traces	traces	-	
A 56	0,62	5	traces	traces	traces	-	

TABEAU 7 - Constitution chimique de la matière organique des Terres Noires.
sur une transversale W-E.

Variation de la vitesse de réaction

La vitesse de réaction, caractérisée par le rapport TD 280°/TD 500°, est influencée par le niveau de dégradation naturelle. Ceci explique l'importante diminution constatée vers l'Est. Mais elle est aussi influencée par la nature originelle de la matière organique, du moins quand la dégradation naturelle n'est pas trop forte. On peut d'ailleurs corrélérer les variations de la vitesse de réaction dans la zone occidentale avec les variations du rapport potentiel en huile/potentiel aromatique (tableau 7). Etant donné le petit nombre d'échantillons et leur relative dispersion stratigraphique il n'est guère possible d'aller plus loin que la simple constatation de variations d'origine sédimentaire.

En conclusion, l'analyse par pyrolyse et chromatographie de la matière organique insoluble a permis de décélérer deux paramètres dont la variation est attribuable à un gradient diagénétique qui sont :

- . le taux de dégradation à 500° C,
- . la vitesse de réaction,

Les potentiels en huile, gaz et aromatiques paraissent, dans ce cas, plutôt liés à des facteurs contemporains de la sédimentation.

3 . Complément à l'étude de la diagenèse dans la région subalpine :

Une étude effectuée par le Centre de Recherches de Pau dans le Lias des écaillés de Digne entre Remollon (Hautes-Alpes) et Sisteron (Basses - Alpes) a donné des résultats confirmant ceux de l'étude précédente et les complétant (ARTRU, BOUROLLEC et CORREIA, 1971).

3 a . Phase argileuse : Le Lias autchtone ou sub-autchtone le plus externe, celui du Rochers de Hongrie, a subi un anchimétamorphisme peu poussé, le Dogger appartenant à la zone de diagenèse avancée.

Le Lias du versant sud-ouest du Dôme de Remollon (Hautes-Alpes) est très épais et on peut y distinguer deux zones de diagenèse. Le Lias moyen et supérieur est anchimétamorphique. Le Lias inférieur (coupe de Faucon du Caire) est pratiquement épimétamorphique. Ces résultats permettent de compléter ceux obtenus sur les Terres Noires.

La zone anchimétamorphique, qui débute entre Gap et Embrun dans les Terres Noires, descend vers le Sud-Ouest dans la formation liasique. Le front d'une zone de diagenèse est donc oblique par rapport à la stratigraphie. Cette disposition résulte, à notre avis, de la combinaison des deux gradients, celui dû à l'enfouissement et celui dû au métamorphisme alpin.

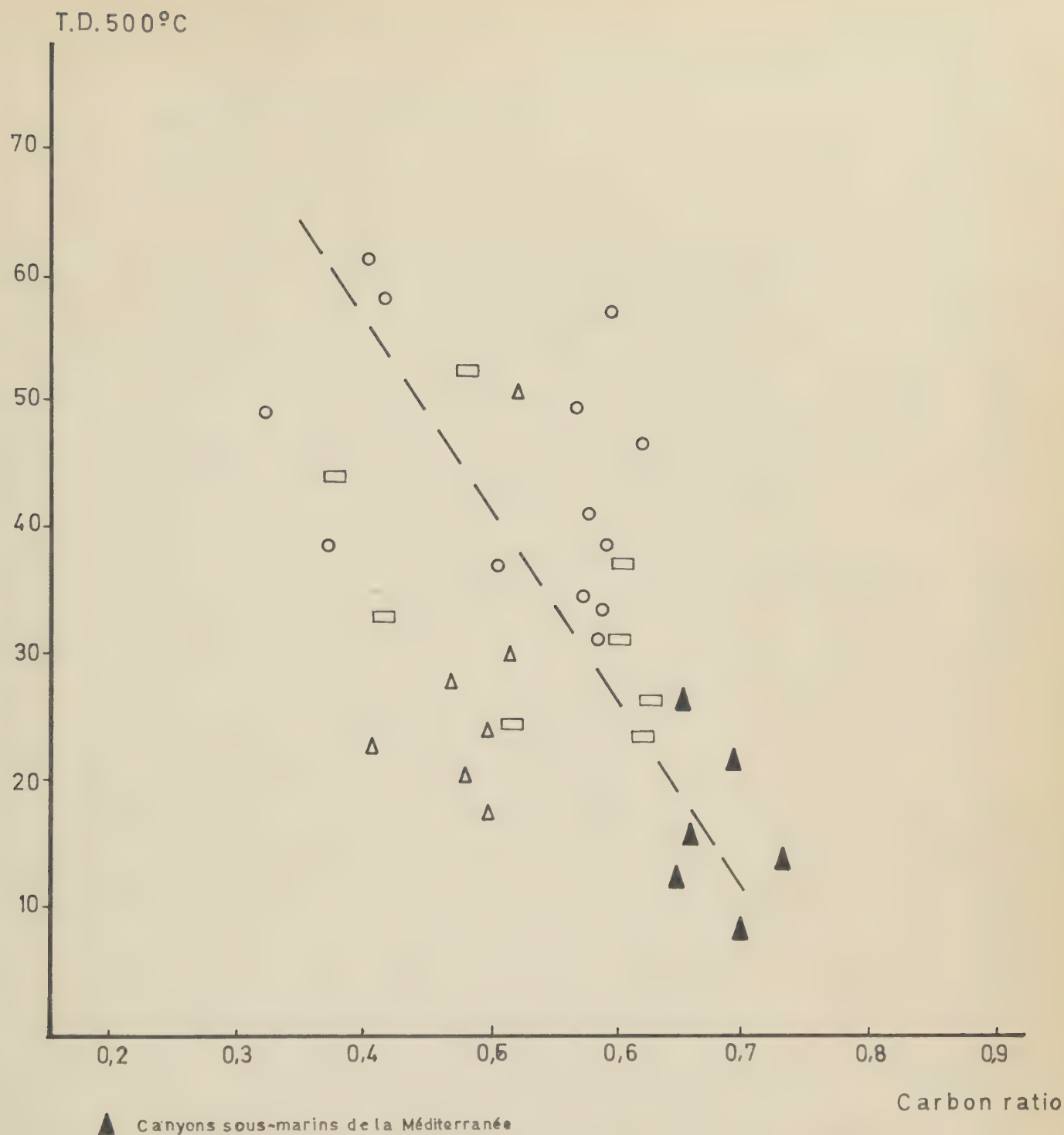


Figure 57 Influence de la matière organique resédimentée dans les canyons de la Méditerranée.

Carbon-ratios anormalement élevés et taux de dégradation à 500° C très faible (d'après J. Connan 1969).
Les autres points représentent des sédiments récents de diverse provenance, possédant une matière organique plus autochtone.

3 b . Phase organique (Pl.VI) : L'ensemble des critères utilisés tend à mettre en évidence une diagenèse très élevée correspondant à la zone de stabilité exclusive du méthane, quant à la destruction des restes organiques figurés, elle est complète même dans les coupes les plus externes.

3 c . Age du métamorphisme : Le Lias inférieur, épimétamorphique dans le secteur de Faucon du Caire, repose sur les formations tertiaires qui, elles, n'ont subi qu'une diagenèse peu poussée. Le métamorphisme que nous avons décrit est donc antérieur aux grands chevauchements de la fin de l'Oligocène. Il date vraisemblablement d'une époque où les terrains étaient encore en place dans les bassins situés de chaque côté de la Dorsale dauphinoise mais où le métamorphisme alpin faisait déjà sentir son influence (Crétacé supérieur à Oligocène inférieur).

4 . Evolution verticale de la matière organique :

Comme nous l'a montré l'étude du Lias de la région du Nord des Ecailles de Digne, cette évolution verticale dépasse le cadre d'une seule formation et ne peut être étudiée sérieusement qu'à l'échelle de la colonne sédimentaire mésozoïque. On voit alors surgir une autre difficulté : les différences importantes existant dans la nature de la matière organique de chaque formation.

Compte tenu de cette difficulté, la méthode des hydrocarbures gazeux adsorbés m'a semblé la plus capable de mettre en évidence cette évolution verticale. On sait que le pourcentage de méthane croît d'une manière théoriquement régulière avec la profondeur d'enfouissement. Les irrégularités de cette évolution, qui dans la pratique sont très importantes, sont dues pour une part essentielle aux variations initiales de composition de la matière organique.

4 a . Le sondage de Saintes-Marie-de-la-Mer 102 donne un excellent aperçu de cette évolution sur une épaisseur de terrain relativement réduite. Nous avons vu que la partie sud de la Camargue correspond à une anomalie thermique particulièrement nette, ce qui explique cette évolution rapide. En même temps que croît le pourcentage de méthane, le pourcentage des homologues supérieurs tend vers zéro (fig.58).

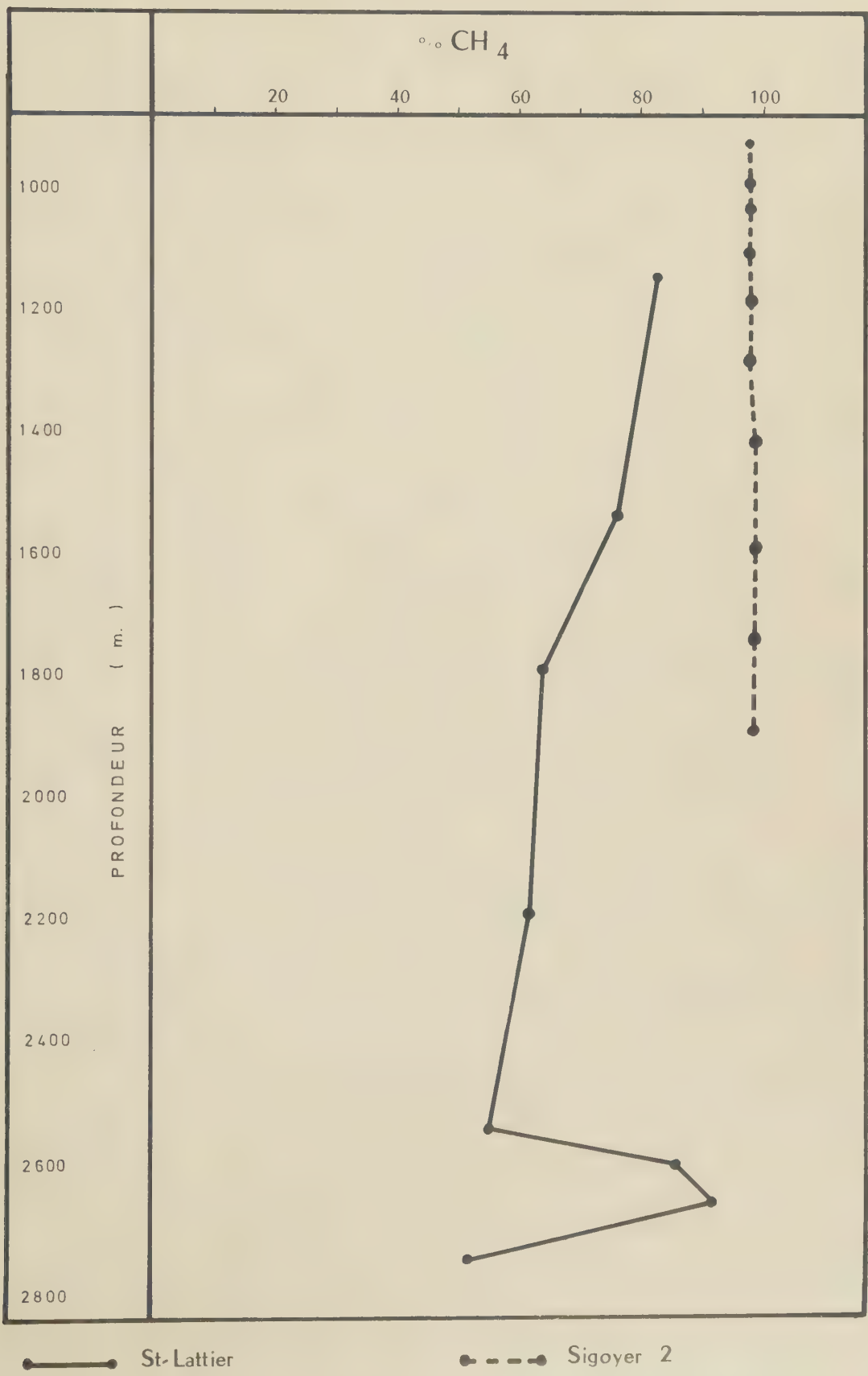
4 b . Les sondages de Saint-Lattier 2 et Sigoyer 1 montrent d'autres types d'évolutions (fig.59).

A St-Lattier 2, en présence d'un gradient de diagenèse moins fort qu'à Saintes-Maries 102, l'évolution n'est pas visible dans la tranche de terrain pourtant importante recoupée par ce sondage. Seules apparaissent les variations de composition initiales parfois très importantes (vers 2600m en particulier).

Figure 58 Distribution verticale des hydrocarbures gazeux absorbés dans le sondage de Stes. Marie de la Mer 102.



Figure 59 Nature des hydrocarbures gazeux absorbés dans 2 séries jurassiques ayant subi une évolution thermique différente.



A Sigoyer 1 au contraire l'évolution est si poussée que les influences de la composition initiale sont complètement éliminées.

4 c . Le sondage Angles 1 fournit un exemple d'un autre phénomène : celui de la disparition des hydrocarbures, y compris le méthane, dans les stades très avancés de la diagenèse. (fig. 60)

Le gaz carbonique sous haute pression a été rencontré dans le Lias carbonaté fissuré qui est situé dans l'épizone de diagenèse. La quantité de méthane occlus dans les carbonates et dégagé par attaque acide décroît à l'approche du réservoir de gaz carbonique où elle devient extrêmement faible. Il est vraisemblable que le gaz carbonique provient d'une décomposition de carbonates sous l'effet de la chaleur (MUFFLER, 1968).

Le niveau de diagenèse atteint, exclut que la source du gaz carbonique soit constitué par le Lias inférieur lui-même, mais le gaz peut provenir des carbonates paléozoïques dont on connaît l'existence en certains points du bassin (Cambrien dolomitique de la région de Ganges et du sondage de Vacquières dans l'Hérault). Il peut également provenir de secteurs où le Lias inférieur aurait subi un enfouissement beaucoup plus important qu'aux Angles. Sous la Camargue et dans le bassin de Valréas, cet enfouissement a pu dépasser 8000 m. A cette profondeur et compte tenu du degré géothermique régional, il n'est pas exclu que la décomposition thermique des carbonates ait commencé à s'effectuer.

4 . Conclusion de l'étude de la phase organique :

Cette étude a permis de préciser, dans une certaine mesure, l'état originel de cette phase organique au moment du dépôt : il s'agit d'un mélange de plusieurs fractions dont les principales sont :

- . la matière organique autochtone, colloïdale ou figurée (zoo et phytoplancton),
- . la matière organique végétale héritée du continent,
- . la matière organique reprise de séries plus anciennes soumises à l'érosion et resédimentée.

Dans les Terres Noires, ces deux dernières fractions sont particulièrement abondantes.

Cette matière organique a subi après son dépôt un enfouissement qui s'accompagne d'une évolution diagénétique parallèle à celle des argiles.

4 a . Evolution bactérienne de la phase organique : C'est un stade qui ne peut être étudié directement sur les sédiments anciens, mais dont il est nécessaire de tenir compte. Cette évolution commence avant le dépôt, en

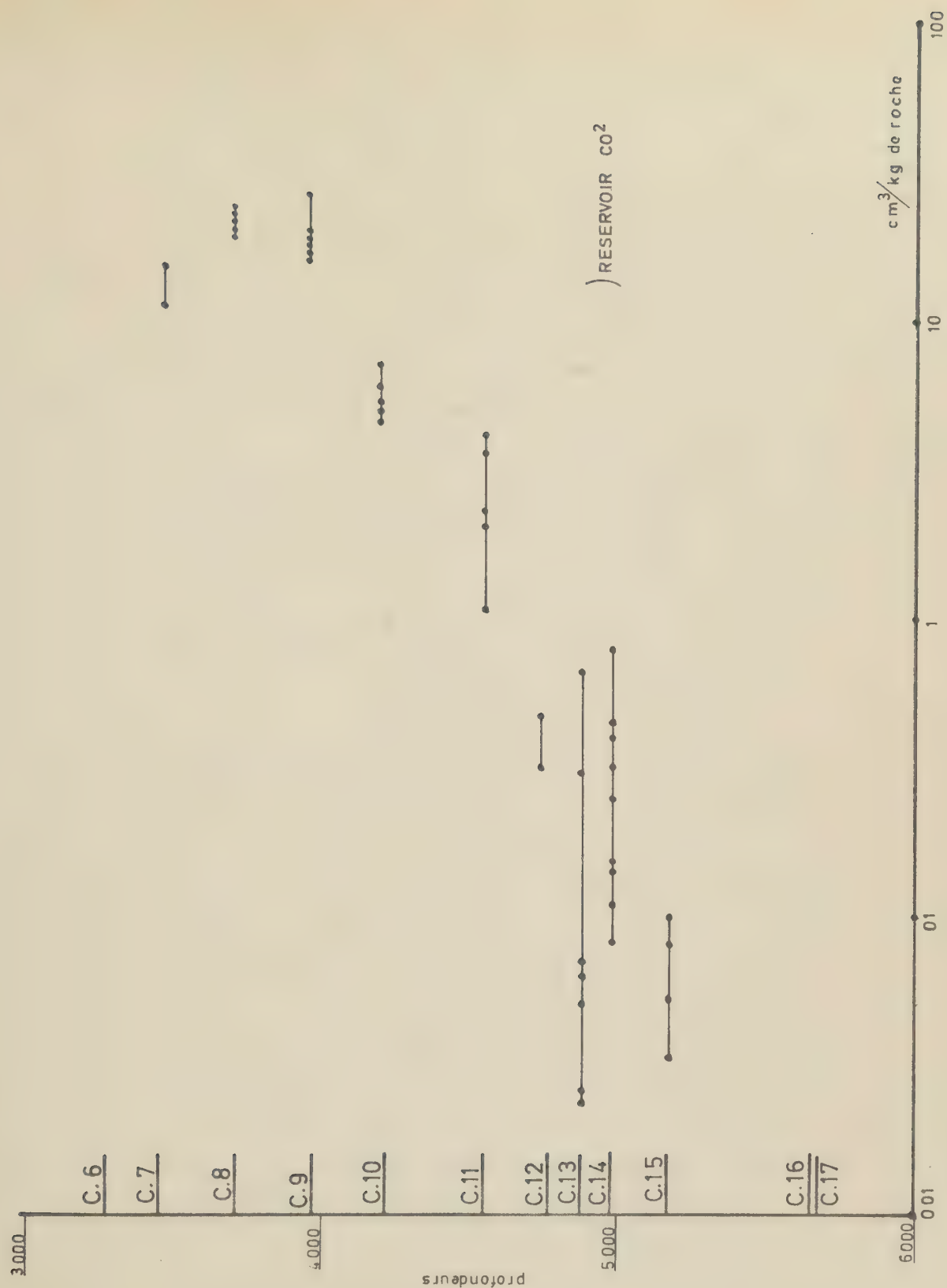


Figure 60 Quantité de CH₄ occlus en cm³ par kg de roche. Sondage M.A.n.1 (France, Sud-Est)

particulier elle affecte les végétaux issus du continent et les restes d'organismes planctoniques ou nectoniques au cours de leur descente vers le fond. Les bactéries libèrent des quantités importantes de méthane, d'hydrogène sulfuré, de gaz carbonique et de produits azotés. Ces composés se dispersent dans l'eau de mer. Si leur concentration est suffisante, ils peuvent créer eux-mêmes les conditions euxiniques favorables, dans une certaine limite, aux accumulations de matière organique. Dans le sédiment, ils peuvent se piéger tels quels où se combiner aux métaux pour fournir des compositions sulfurées (pyrite en particulier). Cette évolution bactérienne s'arrête quand les conditions thermiques, dues à l'enfouissement, s'aggravent.

Cette évolution affecte le kérogène qui est insoluble dans les solvants organique et en particulier le chloroforme. Elle se marque alors par des carbon-ratios de plus en plus élevés et tendant vers l'unité, Elle affecte également la fraction soluble dans les solvants organiques c'est-à-dire les hydrocarbures, les résines et les asphaltènes qui se forment à partir du kérogène. (PHILIPPI 1965, LOUIS & TISSOT 1967, BAJOR et VAN DER VEIDE, 1967, ALBRECHT et OURISSON 1969).

Le kérogène perd donc des composés hydrogénés (hydrocarbures, résines, asphaltènes), se carbonise de plus en plus comme l'indique l'augmentation du carbon-ratio, et tend en définitive vers le graphite.

La fraction soluble subit un craking thermique de plus en plus poussé et tend vers sa forme la plus stable, le méthane. L'évolution ne s'arrête d'ailleurs pas là, et le méthane peut lui-même disparaître en présence de gaz issus du métamorphisme, sans que l'on puisse déterminer s'il s'agit d'une oxydation ou d'une simple expulsion.

C'est au cours de cette évolution, qui commence dès le premier stade de l'enfouissement (stade d'action bactérienne, stade compaction), que se forment les divers types d'hydrocarbures liquides. Si ceux-ci rencontrent des conditions de drainage favorable, ils migreront pour s'accumuler éventuellement dans les roches-magasins, selon un processus dont les principes de base sont bien connus.

Nous avons vu que l'évolution thermique de la phase organique des Terres Noires est due à un gradient thermique vertical auquel se superposent au moins deux gradients thermiques à composantes horizontales.

Ces observations mettent en évidence, à propos d'une formation telle que les Terres Noires, des phénomènes essentiels pour la genèse, la conservation et la destruction des hydrocarbures.

CHAPITRE XI

- LES ELEMENTS-TRACES ASSOCIES AUX PHASES ORGANIQUE ET SULFUREE -

Un certain nombre d'éléments se concentrent dans les sédiments déposés en milieu réducteur. Ils peuvent être adsorbés sur la matière organique si celle-ci présente des qualités adsorbantes suffisantes : c'est le cas du molybdène dont la liaison avec la matière organique marine d'origine planctonique est bien connue. Ils peuvent aussi précipiter à l'état de sulfures en présence d'hydrogène sulfuré d'origine bactérienne : c'est le cas des éléments chalcophiles : cuivre, plomb, zinc.

Ils correspondent à un milieu de dépôt réducteur qui, comme nous l'avons vu, peut contribuer à la dégradation anaérobie de la matière organique aussi bien qu'à sa conservation.

A - GENERALITES -1 . Les éléments-traces dans les formations carbonatées :

Dans les formations carbonatées, les teneurs sur roches totales des éléments organophiles sont en général très faibles. Elles tombent souvent au-dessous de l'erreur absolue du dosage spectrométrique. Dans ces conditions, on utilise de façon quasi-systématique la fraction argileuse et le résidu insoluble.

Sur ces fractions, les teneurs en éléments-traces organophiles peuvent atteindre, à l'inverse des teneurs sur roche totale, des valeurs très élevées. Il est alors possible de mettre en évidence les liaisons statistiques entre éléments d'une part et entre les divers éléments et la matière organique d'autre part. C'est ainsi que J.L.RUMEAU a pu définir des critères d'oxydo-réduction (rapport molybdène/cuivre) qui ont rendu de grands services en géochimie appliquée à la recherche pétrolière.

2 . Les éléments-traces dans les roches argileuses :

D'une manière générale, dans ces roches, les éléments-traces organophiles ont des teneurs assez comparables en roche totale et en fraction argileuses puisque la dilution par les carbonates est peu importante. Le seul intérêt d'utiliser la fraction argileuse réside dans l'élimination de la majeure partie du quartz, des feldspaths, des minéraux lourds et des minéralisations sulfurées secondaires.

3 . Les éléments organophiles dans les Terres Noires :

En raison de la nature intermédiaire des Terres Noires, on a dû adopter une position moyenne. Pour éviter de doubler les analyses et pour éliminer la fraction grossière et les anomalies qu'elle entraîne, on a utilisé la fraction argileuse. Pour tenir compte de la dilution par les carbonates, toujours présents, et rendre possible la mise en évidence de gradients géochimiques, on a effectué une correction dite de "Roche reconstituée".

Cette correction consiste à appliquer la relation suivante :

$$T_{RR} = \frac{T_{FFI} \times R_I}{100} \quad \text{et} \quad T_{RR} \neq T_{RT}$$

T_{RR} = Teneur sur roche reconstituée T_{FFI} = Teneur sur fraction argileuse

T_{RT} = Teneur sur roche totale (vraie) R_I = résidu insoluble.

La valeur obtenue ne correspond pas à la roche totale mais s'en rapproche beaucoup.

L'application systématique de cette correction a amené à des résultats nouveaux qui ont rendu nécessaire une mise à jour de l'interprétation des éléments organophiles que j'ai proposé dans une note précédente. (Bull. CRP, 1968)

Les teneurs relevées dans les Terres Noires sont particulièrement élevées en Zn; elles peuvent être localement assez élevées en Cu et Ni. (WEDEPOHL, 1970).

Les concentrations métalliques que l'on trouve dans cette formation tendent à s'organiser régionalement. Je développerai cet aspect de la géochimie des Terres Noires dans les chapitres suivants.

B - REPARTITION DES ELEMENTS-TRACES LIES AUX PHASES ORGANIQUE & SULFUREE -

Dans les Terres Noires, ainsi que pendant l'ensemble du Jurassique (ARTRU et GAUTHIER, 1968) les teneurs en éléments chalcophiles (molybdène, plomb, zinc, cuivre) varient de façon très parallèle. Les relations entre Pb, Zn, et Cu ressortent assez bien des diagrammes de la figure 62*. Il est donc justifié d'utiliser leur somme $S = \{ (Mo+Pb+Zn+Cu) \}$ ainsi que l'a fait KNITZCHE (1965) dans son étude des Kupferschiefer.

(*) voir également Chapitre XIII "Etude statistique".

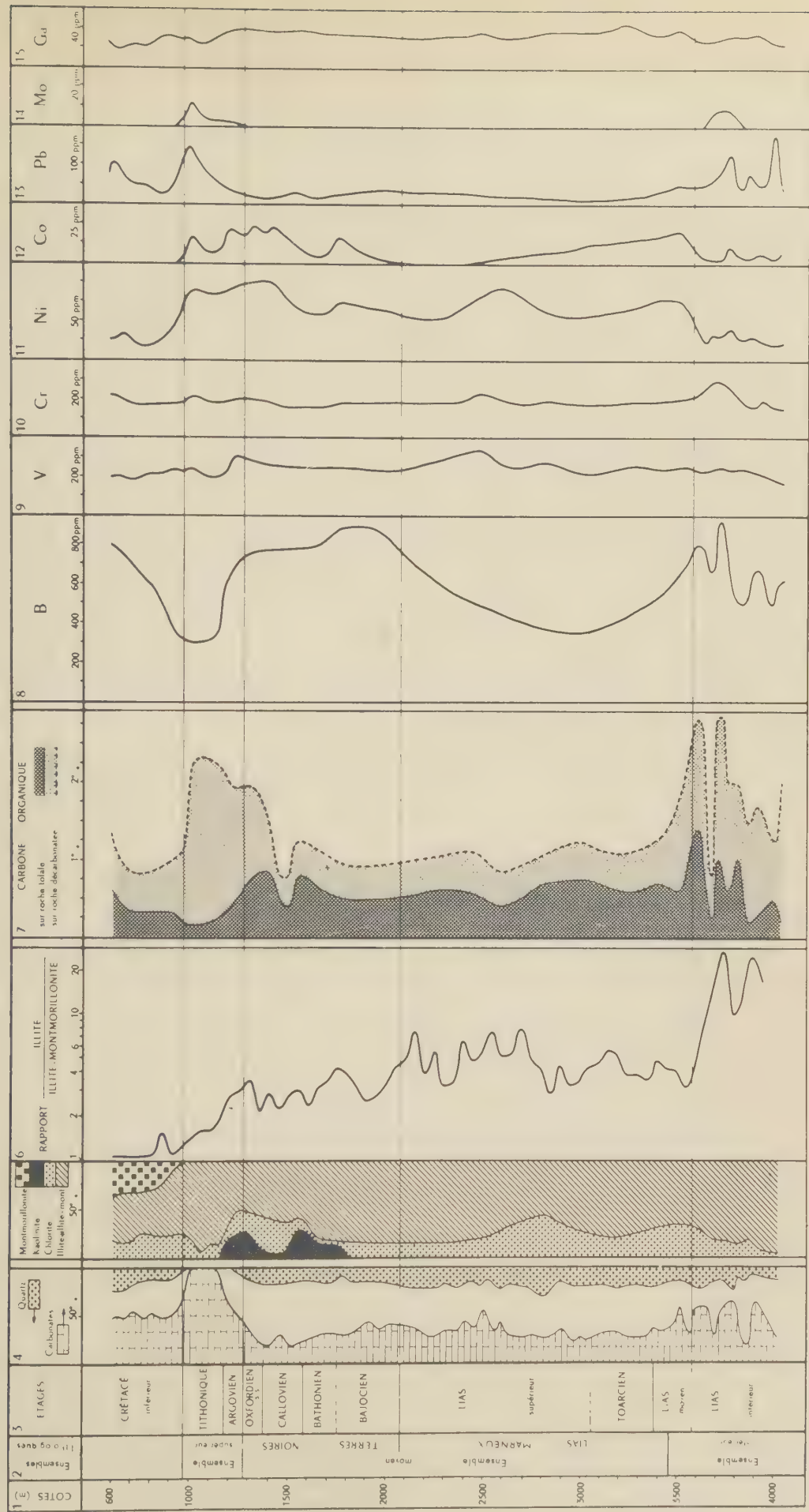


Figure 61 Répartition des minéraux argileux, du carbone organique et des éléments-traces dans le sondage de Valvignères.

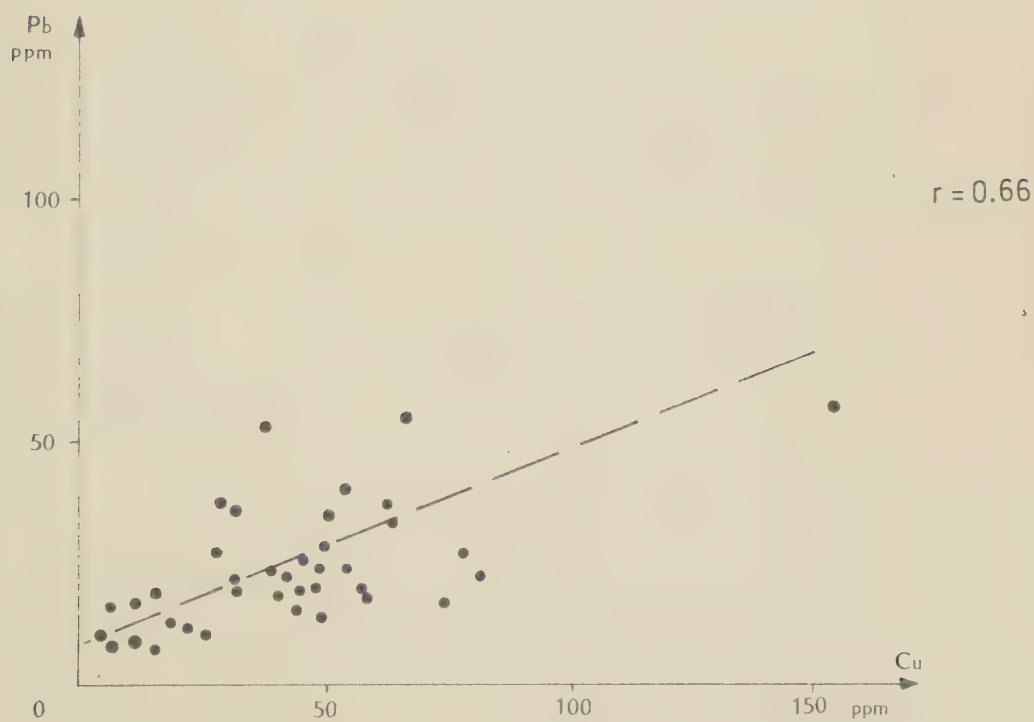


Figure 62 Relation entre Pb, Zn et Cu dans 40 échantillons fraction argileuse brute, des Terres Noires (bassin de Gap, Laragne et Embrun)

1 . Répartition des éléments chalcophiles :

Les figures 63 et 64, donnent la répartition du zinc et de la somme $\text{Mo} + \text{Pb} + \text{Zn} + \text{Cu}$ pour l'ensemble du bassin. On voit que les teneurs sur "roche totale reconstituée" s'ordonnent en liaison avec la paléographie. Les teneurs les plus élevées se situent dans la partie centrale des bassins et décroissent nettement en arrivant vers les bordures.

Si l'on considère les valeurs absolues (tableaux 8 et 9) c'est le zinc dont les teneurs sont les plus élevées. Les teneurs en plomb et cuivre sont faibles ou moyennes, celles en molybdène ne sont notables (pour des roches argileuses) que dans la partie centrale du bassin occidental.

On sait depuis les travaux de nombreux géochimistes et en particulier de LEUTWEIN, MALJUGA et LE RICHE, que les éléments chalcophiles se concentrent en milieu réducteur. Ils sont adsorbés sur la matière organique ou les argiles en particulier à l'état de sulfures. Dans le cas des sédiments marins la source de S^{--} est l' H_2S dissous dans l'eau de mer et provenant de la réduction bactérienne des sulfates. Nous avons vu que la partie centrale des bassins des Terres Noires étaient caractérisées par une stagnation des eaux de fond. Cette stagnation a dû normalement entraîner la réalisation de conditions réductrices, celles-ci ayant pu être continues ou périodiques, comme je l'ai montré à propos des Spongiaires constructeurs (ARTRU et GAUTHIER 1966).

Il est donc normal que la fixation des métaux ait été plus intense dans la partie centrale et plus faible sur la bordure des bassins (fig. 65).

2 - Modèles océanographiques actuels - (fig.66 A et B) :

Les études des bassins situés au large de la côte Californienne ont montré que certains d'entre eux étaient à la limite des conditions euxiniques (K.O. EMERY). C'est ainsi que dans le bassin de San Pedro, la teneur en oxygène n'est que de 0,2 ml/l. Les organismes benthiques sont absents du fond de ce bassin et on y observe la formation de pyrite.

Un autre bassin particulièrement intéressant est celui de la fosse de Cariaco en pleine mer des Caraïbes. Sa profondeur dépasserait 1400 m alors que le point le plus bas du seuil sous-marin qui l'isole serait à 150 m. RICHARDS et VACCARO (1956) et RICHARDS (1965), ont montré que l'hydrogène sulfuré empoisonne les eaux de ce bassin à partir de

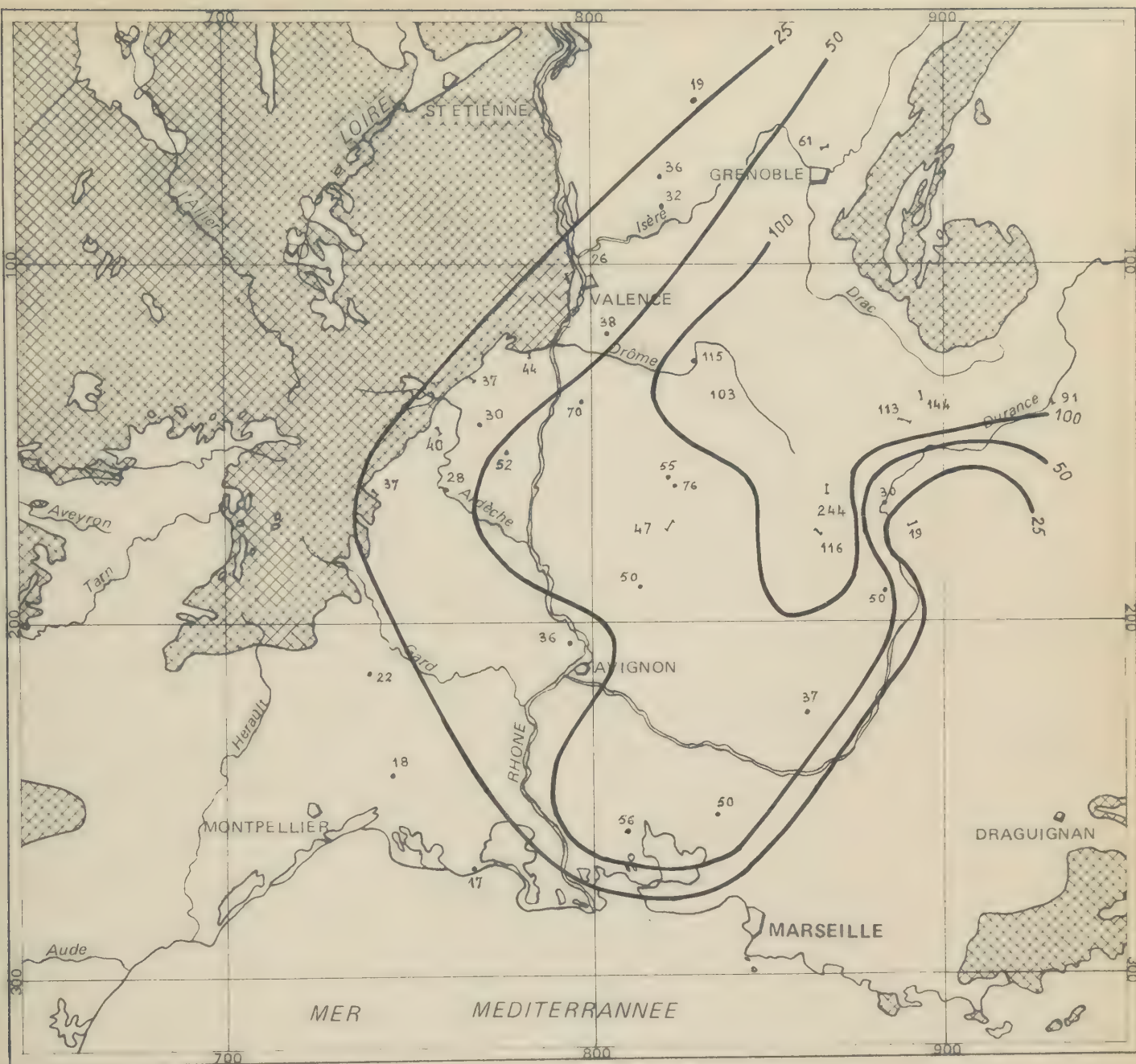


Figure 63

TERRES NOIRES - ZINC Teneurs moyennes ppm

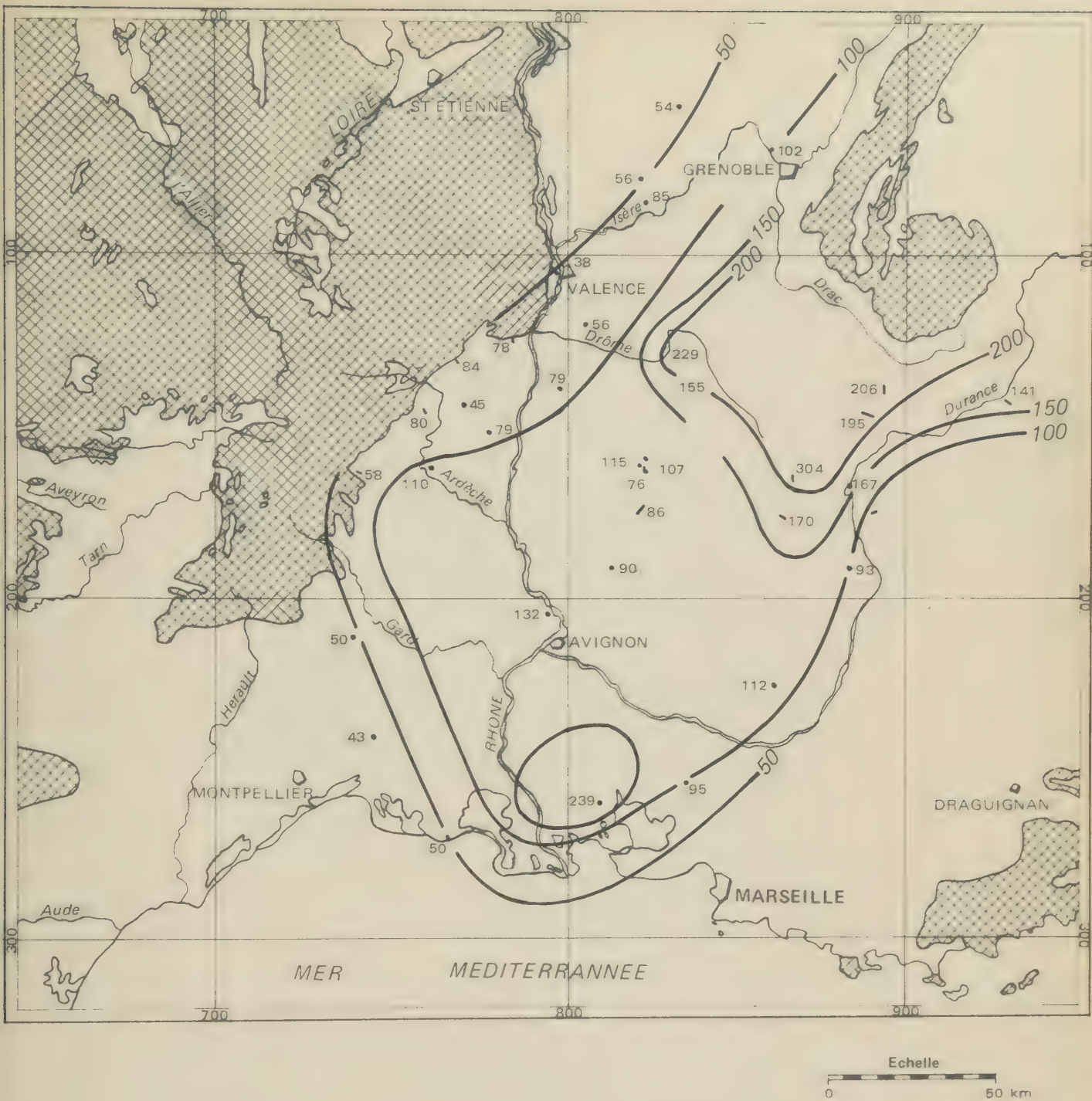


Fig. 64 — TENEURS MOYENNES (en ppm) DE : Mo + Pb + Zn + Cu

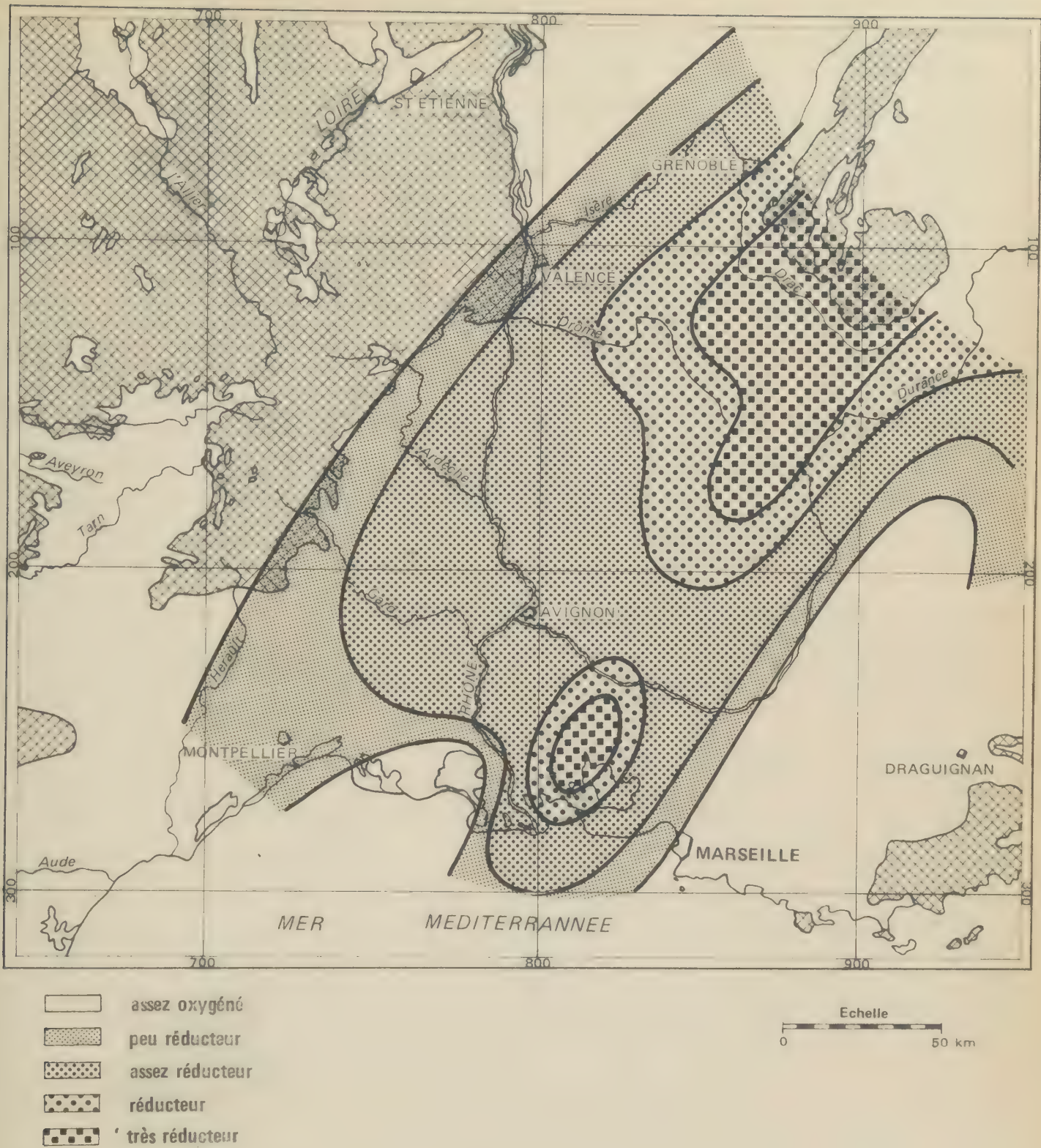


Figure 65 TERRES NOIRES

Essai d'interprétation des répartitions d'éléments-traces en termes d'oxydo-réduction du milieu de dépôt

300 m de profondeur. Malgré l'existence de certains indices montrant un renouvellement très lent de ses eaux de fond, on peut considérer son caractère euxinique comme permanent alors que les eaux de surface sont très favorables à la vie. Il est possible d'expliquer par une telle disposition des masses d'eau, la présence de fossiles nectoniques dans les Terres Noires, là où elles sont dépourvues d'organismes benthique.

Le golfe de Cariaco qui s'ouvre sur cette mer est de dimension plus réduite et sa profondeur est moindre. GADE en 1961 y a étudié la variation saisonnière de la couche d' H_2S développée sur son fond (fig.66).

Les eaux profondes de ces bassins marins ont des caractères physico-chimiques contrôlés essentiellement par la morphologie des fonds, c'est-à-dire par l'existence de dépressions fermées et de seuils plus ou moins profonds. Ils se rapprochent tous, plus ou moins, d des bassins des Terres Noires, dont les fonds présentaient une allure assez comparable.

3 . Relation entre potentiel d'oxydo-réduction et salinité :

Nous avons vu que la salinité croissait en direction du Sud-Ouest d'une part, en fonction de la profondeur probable de dépôt d'autre part.

Dans le bassin de Die-Laragne, il existe une certaine relation entre paléosalinité et teneur en métaux, les eaux sursalées s'étant concentrées dans la partie la plus profonde qui était aussi la plus réductrice.

Dans les bassins de Gap et Embrun, au contraire, les teneurs en métaux élevées indiquent un milieu réducteur, voire euxinique alors que la salinité apparaît normale. Ces bassins se rapprochent le plus du type "Cariaco" par leur éloignement des côtes et leur alimentation en eaux marines à salinité normale. Leur profondeur devait être probablement assez importante.

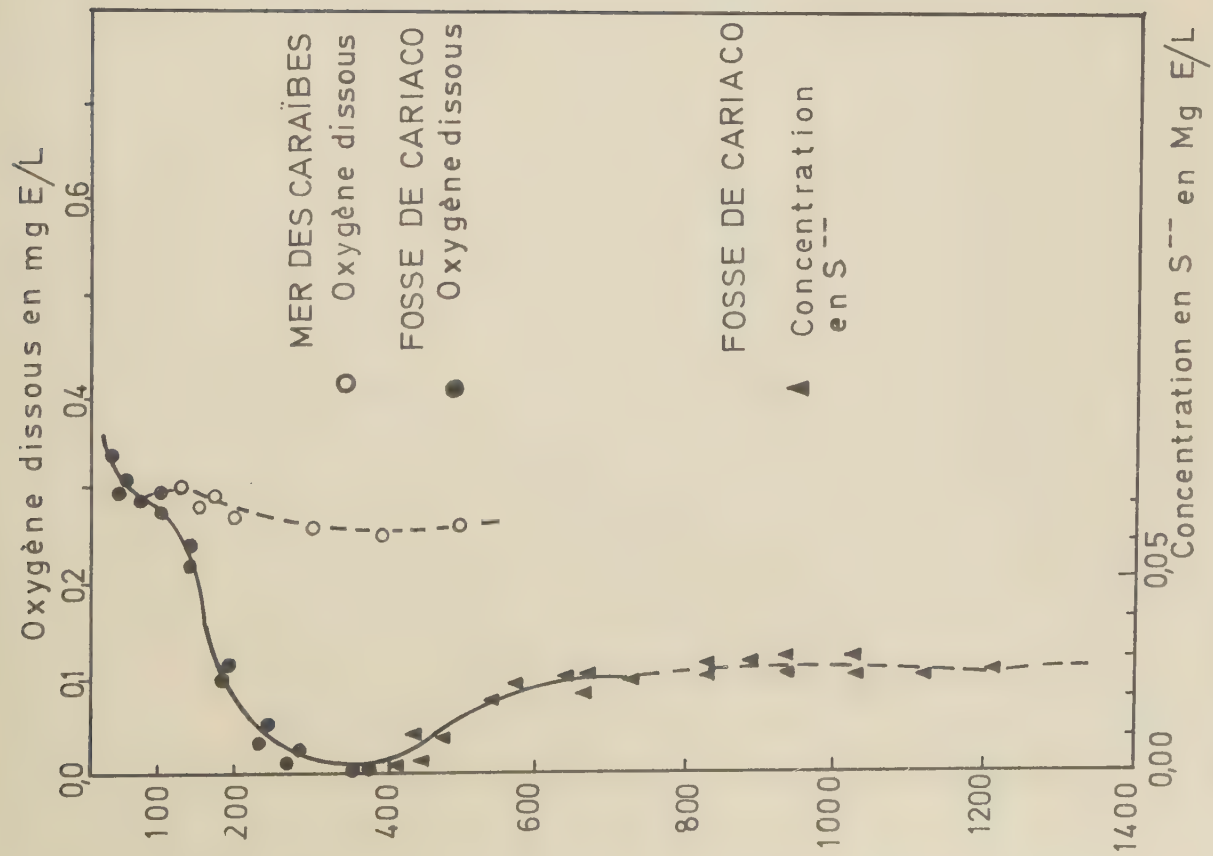


Figure 66 a. Oxygène et H₂S dissous dans les eaux de la Fosse de Cariaco (d'après Richards & Vaccaro, 1956).

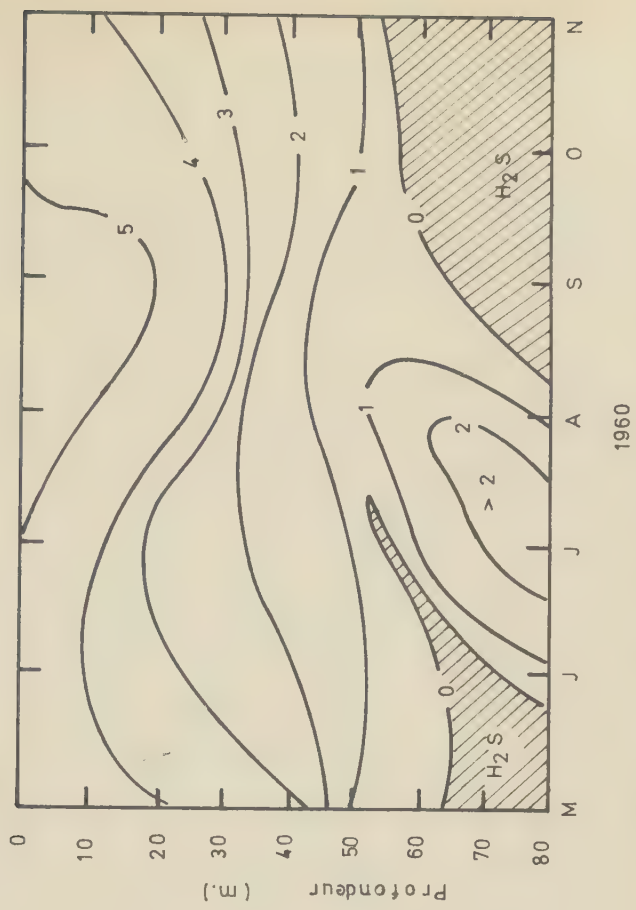


Figure 66 b. Régime de l'oxygène dissous et de l'hydrogène sulfuré dans le Golfe de Cariaco, Venezuela, de mai à novembre 1968. Les lignes d'égales teneurs en O₂ sont cotées en mg/l et les zones ombrées représentent les eaux contenant H₂ S. (d'après Gade (1961) in Richards (1965)."

CHAPITRE XII

- APERCU SUR LA DESTINEE DES METAUX CHALCOPHILES DANS LA DIAGENESE ET
HYPOTHESE SUR LA GENESE DES INDICES PLOMBO-ZINCIFERES DU JURASSIQUE
MOYEN ET SUPERIEUR -

A - LES MOUVEMENTS DES METAUX DANS LA DIAGENESE -

1 - Le processus d'expulsion de certains métaux du sédiment :

Les métaux fixés dans le sédiment sous forme sulfurée et adsorbée, ou encore de complexe organo-métallique ne vont pas rester insensibles aux profonds remaniements qui affectent la roche (expulsion des eaux interstitielles, augmentation de densité), les minéraux argileux (aggradation et transformation) et la matière organique (carbonisation du kérogène, séparation et évolution ultérieure de la fraction soluble). La mobilisation des métaux liés à la phase sulfurée, dépendra en grande partie de la solubilité des sulfures vis à vis des fluides présents dans la roche (BARNES et CZAMANSKE, 1967, WHITE, 1968, GOVOROV, 1971) .

Des expériences de laboratoires ont montré la possibilité de solubiliser, le zinc, le plomb, le baryum et le strontium en présence de chlorures. Par contre le cuivre semble beaucoup moins soluble en présence d'une quantité même minime de S^{--} . Ces mises en solution peuvent s'effectuer à température ordinaire. Ces considérations expérimentales prennent de l'intérêt si l'on observe que la salinité des eaux interstitielles des sédiments est généralement très élevée. HITCHON et al. (1969 et 1971) étudiant à partir de très nombreuses données, la circulation des eaux dans le grand bassin de l'Alberta au Canada ont prouvé que l'effet de membrane des niveaux argileux était la cause essentielle de la forte salinité de ce que l'on appelle les "eaux de formation", chlorurées calciques ou chlorurées sodiques, dont la salinité atteint et souvent dépasse 150 pour mille (BREDEHOEF et al. 1963). Ces eaux devraient donc avoir un grand pouvoir dissolvant vis à vis du zinc, du plomb, du strontium, du baryum et du fer des sédiments. Les analyses effectuées sur les eaux de formation de l'Alberta et de plusieurs bassins des Etats-Unis ont effectivement montré des teneurs en Zn dépassant 20 ppm en moyenne et atteignant parfois 100 à 200 ppm. Les teneurs en plomb et en plusieurs autres métaux, sont également très élevées (WHITE, 1968, TODMS, 1970). Bien que la physico-chimie de

ces processus ne soit pas complètement éclaircie, on tient désormais la preuve, que dans presque tous les bassins sédimentaires existe ou a existé une réserve métallique quantitativement très importante et surtout mobilisable.

2. Les mouvements des eaux de formations et des métaux associés vers les bordures ou la surface du bassin

Tant que la subsidence, la sédimentation et par conséquent la compaction sont actives dans le bassin, les fluides vont avoir tendance à suivre les drains naturels dans un mouvement centrifuge vers la périphérie du bassin. Quand la compaction est stabilisée, on peut encore constater localement des déplacements vers les bordures, s'il existe quelque part une mise en charge des réservoirs. Les eaux de formation dont nous avons précédemment parlé vont ainsi gagner les points de faible potentiel où elles pourront soit retourner à la circulation générale si le bassin est encore marin, soit se mêler aux nappes superficielles. On peut voir que dans ce mouvement, certains métaux vont se trouver ramenés à la périphérie du bassin où ils pourront participer à la formation de gites métallifères (NOBLE 1963, BEALES et al. 1966, WHITE 1970).

Dans un certain nombre de cas il n'y a pas de possibilités de drainage et les eaux interstitielles, quand la perméabilité des couvertures argileuses sus-jacentes va devenir pratiquement nulle, ne pourront pas quitter le bassin. Il se produit alors ce que l'on appelle le phénomène de sous-compaction de la roche, accompagnée d'une surpression des fluides. Ces pressions anormales existent dans un grand nombre de bassins et en particulier dans leur partie centrale où les drains sont souvent plus rares qu'à la périphérie (TERZAGHI et PECK, 1948, MAGARA K. 1968). On peut remarquer au passage que ce type de sous-compaction joue certainement un rôle très important dans les mouvements tangentiels impliquant un décollement à partir d'une grande assise argileuse (HUBBERT et RUBEY, 1959). Quand une série sous-compactée est soumise à des mouvements orogéniques impliquant une distension, les eaux de formation en surpression vont monter à travers les couvertures fracturées jusqu'au moment où l'équilibre hydrodynamique s'établira avec les nappes superficielles. C'est ainsi que les métaux contenus dans ces eaux de formation vont pouvoir gagner, non plus la périphérie des bassins, mais des réseaux de fractures de tension dans la partie centrale de ceux-ci.

La partie centrale du Bassin Rhodanien avec ses grandes épaisseurs de marnes jurassiques imperméables, recouvertes par une imposante masse de terrain crétacé a très probablement connu des phénomènes de sous-compaction du type que nous venons de décrire.

Les eaux de formation issues de la compaction des Terres Noires n'ayant pas de drains latéraux à leur disposition et bloquées vers le haut par des assises imperméables étaient probablement en surpression. Elles n'ont pu s'échapper qu'au moment où s'est produit une intense fracturation des niveaux sus-jacents et en particulier du Jurassique supérieur carbonaté.

B - LA PRECIPITATION DES METAUX SOUS FORME DE SULFURES A PARTIR DES EAUX DE FORMATION A FORTE SALINITE -

Les travaux de BEALES et al. (1966, 1970), WHITE (1968) et ceux de DOZY (1970) sur les gîtes de type Mississippi-Valley ont montré comment de très importantes minéralisations avaient pu prendre naissance à partir des métaux transportés par les eaux de formations vers des zones privilégiées du point de vue hydrodynamique, en l'absence de tout apport métallique d'origine continentale directe au moment de la formation des gîtes.

Un des principaux arguments utilisés par ces auteurs est l'identité de composition des inclusions fluides trouvées dans les minéraux (galène, blende) et les gangues, avec celle des eaux de formations des bassins avoisinants (HALL et FRIEDMAN 1963, TOURAY, 1969).

Les prémisses de ce modèle métallogénique remontent d'ailleurs extrêmement loin puisqu'on peut les identifier chez SANDBERGER dès le XVIIIème siècle, puis dans les travaux de VAN HISE et enfin plus récemment dans ceux de SCHNEIDEROHN (1941). Il faut néanmoins souligner que l'aspect purement théorique des premiers modèles s'est effacé au profit d'une prise en compte rigoureuse des phénomènes liés à l'évolution géodynamique des bassins sédimentaires. Les points essentiels de ce modèle font appel :

- . aux métaux dispersés dans les sédiments
- . aux phénomènes de compaction pour l'expulsion des solutions métallifères
- . à l'hydrodynamisme profond pour l'acheminement de ces solutions vers les zones de faible potentiel.
- . aux hydrocarbures ou à la matière organique des sédiments comme source d'énergie pour les bactéries sulfato-réductrices, fournissant

de l' H_2S nécessaire à la précipitation des métaux. Ces réactions à composante biologique seront étroitement contrôlées par les gradients de température et cesseront probablement dès que celle-ci dépassera 60°C.

. La source de sulfates sera constituée par les eaux s'infiltrant depuis la surface, ayant lessivé des évaporites ou circulé dans des zones d'oxydation de sédiments pyriteux.

. Il est intéressant de noter que la conjonction des eaux de formations expulsées du bassin, amenant métaux et hydrocarbures avec les eaux superficielles sulfatées s'effectue souvent dans des structures présentant de sérieuses analogies avec des structures pétrolières. La différence essentielle est que la formation d'un gisement d'hydrocarbures nécessite une fermeture empêchant la dissipation et l'attaque bactérienne alors que la formation d'un gîte métallifère implique un milieu ouvert sur la surface. Ainsi s'explique la présence des composés asphaltiques oxydés qui sont le plus souvent associés aux gîtes de plomb-zinc du type Mississippi-Valley, quand ceux-ci n'ont pas subi un métamorphisme trop poussé après leur mise en place (ROEDDER 1965).

Des études de recherches fondamentales et appliquées ont été initiées dès 1967 au Centre de Recherches de la S.N.P.A. par G.KULBICKI dans l'esprit du modèle précédemment cité. Elles ont été poursuivies avec la collaboration de P.ARTRU, L.BUBENICEK, P.CHARBONNIER et al. (1967 à 1972).

L'interprétation que nous proposons pour les minéralisations et les indices de zinc, plomb et cuivre de la partie centrale du Bassin Rhodanien est en partie basée sur les conclusions de ces travaux.

C - LES MINÉRALISATIONS EN ZINC, PLOMB ET CUIVRE DU JURASSIQUE DE LA PARTIE CENTRALE DU BASSIN RHODANIEN -

On connaît dans la partie centrale du bassin occidental un certain nombre de minéralisations, décrites par TIRLOIR, GRAS et TERMIER, qui ont été étudiées d'une manière très complète par ROUVIER (1952). Ces minéralisations affectent deux horizons.

1 - Les plaquettes du Membre inférieur des Terres Noires (Condorcet et indices d'Eygues).

2 - les bancs calcaires du Jurassique supérieur (Propiac, Menglon, Orpière, La Piarre, etc...).

Ces minéralisations sont constituées par des sulfures de zinc et de plomb avec nette prédominance du zinc. Il existe en général des altérations en carbonates et silicates de zinc. Plus rarement, il s'agit de sulfures de cuivre (Saléon). Les diagrammes structurologiques de ROUVIER montrent que les minéralisations affectent en général un réseau de fractures de tension souvent liées à d'importants accidents (Fig.67) d'orientation N-S ou NE-SW (GOGUEL 1947, J.FLANDRIN 1965).

On peut faire sur ces minéralisations les observations suivantes.

- . Elles concernent essentiellement Zn, élément particulièrement abondant dans les Terres Noires.

- . Elles sont situées comme l'a remarqué ROUVIER dans les niveaux carbonatés (donc susceptibles d'acquérir une certaine fracturation) situées immédiatement au dessus ou dans les Terres Noires.

- . Elles sont localisées dans une zone du bassin des Terres Noires où les teneurs en métaux sont parmi les plus élevées (Fig.63 et 64).

- . Elles sont situées dans la zone d'enfouissement maximum, celle en particulier où existent de très fortes épaisseurs de Crétacé inférieur et supérieur. C'est dans cette zone que la compaction a du être la plus élevée.

1. Mobilisation du plomb et du zinc

Le modèle hydrodynamique de mobilisation des métaux au cours de la compaction semble pouvoir s'appliquer à la genèse des indices et minéralisations en zinc et plomb situés à l'intérieur ou à proximité des Terres Noires. C'est d'ailleurs vers une solution de ce type que paraît pencher ROUVIER dans la discussion qui termine son étude.

On constate en effet que le zinc surtout et dans une moindre mesure le plomb sont très abondants dans les Terres Noires, et, selon ROUVIER, dans les formations marneuses du Jurassique supérieur. Nous avons vu que ces métaux sont particulièrement solubles à l'état de chlorures. Au cours de la compaction des Terres Noires les eaux interstitielles, vraisemblablement très riches en chlorures ont pu solubiliser des quantités relativement importantes de ces métaux. Bloquées par les couvertures argileuses ou carbonatées des niveaux sus-jacents et par l'absence de possibilités de drainage latéral, les eaux de formation des Terres Noires ont du atteindre des surpressions considérables. Au moment des mouvements



Figure 67 Tectonique et indices miniers dans la zone d'étude. (carte structurale d'après Flandrin, Moullade et Porthault, 1965)

tectoniques de la fin du Crétacé elles ont pu gagner des zones de plus faible potentiel hydrodynamique, c'est à dire les anticlinaux et, à l'intérieur de ceux-ci, les réseaux de fractures de tension qui se sont probablement ouverts plus tardivement (Fig.67).

Il reste à résoudre le problème de la précipitation des métaux dans ces réseaux de fractures et là encore, il semble que nous pouvons faire appel aux processus dont nous avons parlé précédemment.

2. Origine du soufre (H_2S)

La précipitation des métaux sous forme de sulfures nécessite d'importantes quantités de soufre S^{--} . Il y a deux origines principales pour l' H_2S dans les séries sédimentaires.

La première est la réduction bactérienne des sulfates. Ces sulfates peuvent provenir du lessivage d'extrusions triasiques par les eaux de surface (Condorcet, Propiac, St Geniez-Dromont). Ils peuvent aussi provenir de l'oxydation de la pyrite, souvent abondante dans les formations marneuses du Crétacé (on observe fréquemment des dépôts de kieserite dans les chenaux d'érosion de ces marnes en été). Pour obtenir cette réduction bactérienne, il est nécessaire de disposer de matière organique utilisable par les bactéries : ce rôle peut être joué par les hydrocarbures qui ne sont pas absents dans la partie supérieure des Terres Noires et dans le Jurassique supérieur calcaire. La réduction bactérienne nécessite des températures compatibles avec la vie, probablement inférieures à $60^\circ C$ dans la plupart des cas. Elle nécessite aussi une communication avec la surface. Ces conditions ont pu être remplies dans le Jurassique supérieur calcaire fracturé où est concentré l'essentiel des minéralisations en Zn-Pb de la partie centrale du Bassin Rhodanien. Ces conditions ont pu être également remplies dans les marno-calcaires en plaquettes du Membre inférieur, très fracturés en bordure immédiate des diapirs de Condorcet et Propiac. Rappelons que TERMIER (1923) attribuait un rôle essentiel au Trias dans la genèse de ces minéralisations. Ce rôle du Trias, quand les terrains triasiques sont effectivement présents (Condorcet, Propiac) pourrait à mon avis se réduire à fournir les eaux sulfatées nécessaire à la génération d' H_2S et également à créer une fracturation intense le long des accidents diapiriques.

L' H_2S peut aussi être produit en quantité importante par le craking thermique de la matière organique. Les travaux de LE TRAN (1971)

tendent à montrer que la zone de production la plus importante d' H_2S à partir de la matière organique correspond à celle du dégagement massif d'hydrocarbures gazeux à une température supérieure à $150^{\circ}C$ (Fig.69), soit un enfouissement de l'ordre de 4500 m pour un gradient géothermique normal. Ce niveau de diagenèse n'a été atteint que pour la base du Membre inférieur de l'anticlinorium de Laragne et les formations sous-jacentes. En présence d'un excès d' H_2S , le cuivre dispersé dans les sédiments est solubilisé sous une forme bisulfurée (DICKSON 1966, BARNES et STEMPOCK 1967, GOVOROV 1971).

Il peut ensuite reprécipiter dans les fractures de tension par suite de la baisse de pression et de température. La petite minéralisation filonienne de Saléon (chalcoppyrite) dans l'anticlinorium de Laragne et les indices du Lias du Dôme de la Mure (POULAIN, 1970) trouvent ici une explication génétique qui tient compte des conditions thermodynamiques déterminées par nos études géochimiques. Alors que les indices de plomb-zinc d'Orpierre sont situés dans la zone de diagenèse normale, l'indice de cuivre de Saléon est à la limite supérieure de l'anchimétamorphisme avec apparition de la schistosité ; quand à ceux du Dôme de la Mure, ils se situent également dans la zone d'anchimétamorphisme. Cette liaison entre les indices de cuivre et le craking thermique de la matière organique peut expliquer l'augmentation de la teneur en cuivre des gîtes sulfurés en direction des zones internes des orogènes. C'est ainsi que la zonation fluor - strontium - cuivre décrite en Tunisie par NICOLINI (1970) paraît correspondre à un gradient de diagenèse croissante en direction des zones internes de la chaîne atlasique (Fig.68). On voit donc comment le cuivre peut être mobilisé à partir des sédiments du Membre inférieur dans des conditions bien particulières et, il faut le dire, très rarement réalisées dans notre secteur d'étude. Les fractures ouvertes sont en effet peu fréquentes ou totalement absentes dans les assises marneuses ayant subi un enfouissement important. En outre, l'hydrogène sulfuré, à peine dégagé, est facilement piégé par les métaux présents au sein des marnes et en particulier par le fer oxydé qui peut encore s'y trouver.

Cette discussion sur l'origine du soufre nous a montré que les conditions pour la précipitation du plomb et du zinc étaient réunies dans les réseaux de fractures du Jurassique de la partie centrale du Bassin Rhodanien et que la genèse des minéralisations que l'on y constate peut résulter des processus précédemment exposés.

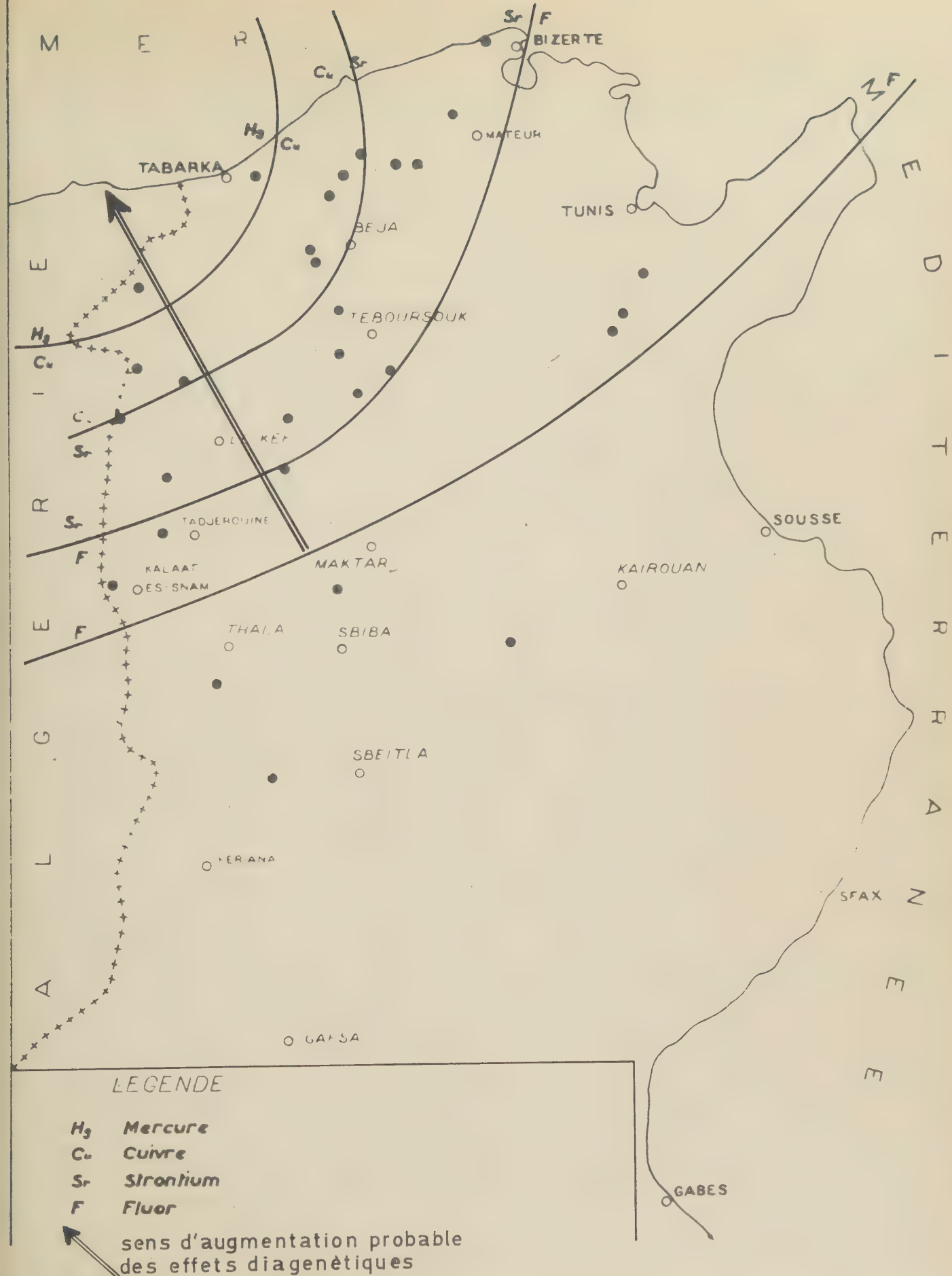


Figure 68 Zonation Fluor-Strontium-Cuivre-Mercure dans les gîtes de Plomb-Zinc de Tunisie d'après Nicolini 1968.



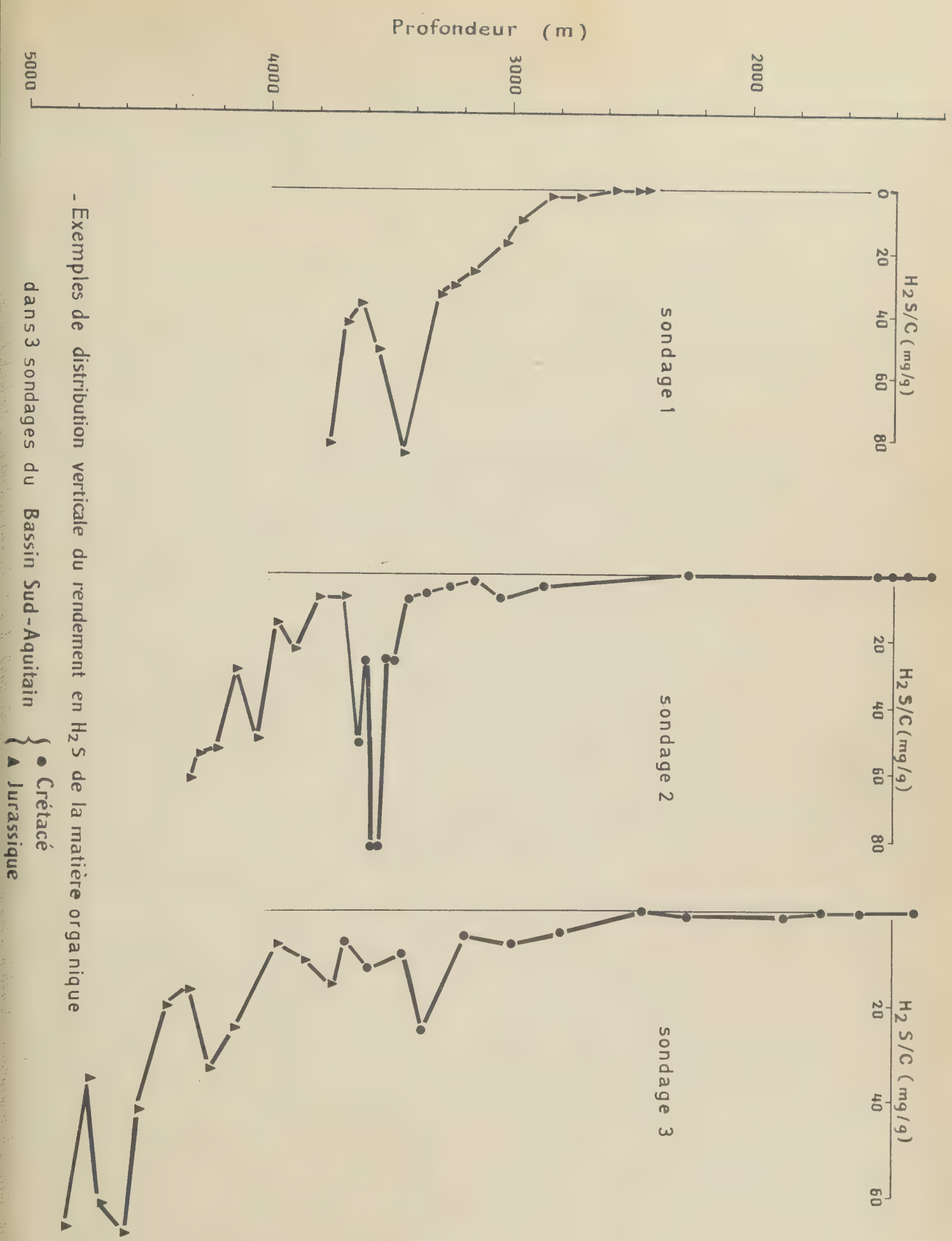


Figure 69 Formation de l'hydrogène sulfuré par diagenèse d'après Je Tran, 1971.

3. Conclusions sur les indices plumbo-zincifères

Les fractures ouvertes du Jurassique supérieur calcaire et éventuellement celles des séries de plaquettes du Membre inférieur ont pu être, à certains moment privilégiés, le point de rencontre des trois fluides nécessaires à la formation de gites sulfurés de ce type :

- . les eaux de compaction issues des Terres Noires apportant les métaux,
- . les eaux sulfatées d'origine superficielle,
- . Les hydrocarbures, en quantité probablement assez réduite qui suivaient vraisemblablement les mêmes voies de migration que les eaux de compaction.

D - CONCLUSION SUR L'ETUDE DES METAUX DANS LA DIAGENÈSE -

La répartition de certains métaux (molybdène, plomb, zinc, cuivre) permet de reconstituer les variations du potentiel d'oxydo-réduction du milieu de dépôt. Ces variations s'ordonnent en fonction de la morphologie des bassins.

Au cours de la diagenèse ces métaux sont expulsés du sédiment, mis en réserve dans les eaux de formation en surpression et précipités dans des réseaux de fractures qui se forment au cours de l'évolution tectonique du bassin.

Ce modèle métallogénique, semble applicable à la genèse des minéralisations plumbo-zincifères des Terres Noires. Il s'insère en tout cas assez bien dans ce que nous savons du contexte géologique de ces minéralisations, d'après les travaux approfondis de ROUVIER et les chapitres précédents de ce mémoire.

CHAPITRE XIII

- ANALYSE FACTORIELLE DES VARIABLES GEOCHIMIQUES -

Cette étude porte sur 40 échantillons des Terres Noires de Laragne, Gap et Embrun répartis de façon homogène dans les coupes de terrain effectuées dans ces trois bassins. (tableaux 8 et 9).

Les variables choisies correspondent aux éléments traces et aux éléments majeurs de la fraction argileuse, dosés par spectrographie d'émission U.V.. On a ajouté le carbone organique, la perte au feu et le quartz lié à la fraction argileuse (dosé par diffraction des RX). En définitive, l'analyse statistique porte sur 20 variables.

J'ai utilisé la méthode dite "analyse factorielle" (SPENCER, 1966, SPENCER, DEGENS et KULBICKI, 1967, RUMEAU et VANNEY, 1969).

Principe de l'analyse factorielle -

Le sédiment qui se dépose dans un bassin est soumis à des conditions physico-chimiques : agitation, salinité, pH et Eh. Il est aussi soumis à l'influence de l'apport détritique, et à des actions biologiques. Les données géochimiques représentent la résultante de ces diverses actions.

On peut considérer chaque échantillon comme un vecteur dont les composantes sur n axes de coordonnées sont les teneurs des n éléments mesurés. Plus ces éléments seront nombreux, plus il y aura de chances de saisir l'ensemble des phénomènes géochimiques, mais aussi la multiplicité des variables rendra plus difficile une vue d'ensemble de l'action de ces phénomènes. Pour simplifier le problème on peut considérer que les éléments analysés ne sont pas indépendants les uns des autres, et que l'on peut par conséquent réduire le nombre des vecteurs composants. Les nouveaux vecteurs sont les facteurs déterminés par l'analyse factorielle. Ils groupent un certain nombre de variables co-variantes et peuvent être interprétés en fonction des variables qu'ils groupent et du poids de chacune de ces variables dans le facteur.

J'ai utilisé ici la solution orthogonale de l'analyse factorielle qui conduit à l'obtention de facteurs indépendants entre eux. Le Tableau 10 donne la matrice des coefficients de corrélation des

variables par paires. Le Tableau 11 donne la matrice varimax de l'analyse factorielle et le Tableau 12 donne une représentation graphique du poids des variables dans les différents facteurs.

Résultats -

L'examen de la matrice factorielle (matrice varimax) permet de dégager 6 groupes covariants de variables (ou facteurs) qui rendent compte de 84,5 % de la variance totale du système. En raison de la difficulté de corriger l'influence diluante du quartz, et pour ne pas introduire de corrélations artificielles, nous avons préféré utiliser les valeurs non corrigées.

2 facteurs principaux s'individualisent groupant 42,7 % de la variance : ce sont les facteurs 1 et 2.

1. Les facteurs 1 et 2

Le facteur 1 qui groupe, avec un poids élevé, aluminium, vanadium, gallium et chrome d'une part et silice d'autre part, peut être interprété de la façon suivante : silice et alumine étant deux constituants essentiels des argiles, leur opposition est normale, d'autant plus qu'il s'y ajoute l'effet de dilution de la silice détritique (quartz) et biogénique (chalcédoine). Avec l'alumine se groupent des éléments lithophiles d'origine détritique qui subissent le même effet de dilution par la silice, et qui possèdent un rayon ionique voisin en coordination 6.

FONTES, GAUTHIER et al. (1967) avaient présenté des résultats sensiblement équivalents. On trouve des groupements comparables dans les analyses factorielles présentées par VINE et al. (1969) à partir de dosages effectués dans divers types de séries argileuses noires des Etats-Unis.

Le facteur 2 est essentiellement un facteur groupant Zn, Pb, Cu, c'est à dire les éléments liés à la phase sulfurée du sédiment. Dans le cas traité, il n'apparaît pas de relation positive entre les éléments ayant un poids élevé dans le facteur 2 et la matière organique. Ceci pourrait s'expliquer par la prépondérance d'une matière organique héritée à faible pouvoir adsorbant et aussi par l'absence de concentration élevée en carbone organique.

2. Les autres facteurs (3-4-5-6)

Le facteur 3 qui ne rend compte que de 8 % de la variance est trop hétérogène pour être expliqué. On peut soupçonner une décarbonation ou une désulfatation incomplètes se traduisant par des pertes au moment de la calcination (liaison pertes au feu-chaux).

Le facteur 4 correspond à la matière organique responsable des variations de la perte au feu dans la mesure où les minéraux argileux ont déjà perdu l'essentiel de leur eau au cours de la diagenèse. Le molybdène et surtout le cobalt semblent être partiellement liés à la phase organique.

Le facteur 5 qui groupe le strontium, le baryum, la silice et l'alumine correspond à des éléments mobiles dans la diagenèse (le strontium quittant le réseau des carbonates au cours de la dolomitisation en particulier). Ces éléments sont probablement liés aux argiles alumineuses et aux feldspaths authigènes. On note aussi l'opposition du groupe silice alumine (illite, kaolinite, feldspath) avec le magnésium (chlorite).

Le facteur 6 correspond au groupement bore-quartz de diamètre inférieur à 5 microns. Cette liaison ne correspond à aucune liaison chimique, et s'explique surtout par la répartition stratigraphique du quartz fin biologiquement concentré qui, comme le bore, est plus abondant dans le bassin de Laragne que dans les deux autres bassins.

Mis à part cette liaison fortuite, le bore se comporte en élément indépendant ce qui confirme les conclusions que nous avons pu tirer de sa répartition dans le bassin des Terres Noires.

3. Conclusions de l'étude statistique

Cette étude fait ressortir les caractères particuliers de la concentration des éléments traces dans les Terres Noires :

- absence de relation avec la matière organique sauf pour le cobalt qui présente une liaison partielle.
- importance de la phase sulfurée, qui groupe zinc (élément le plus abondant) cuivre et plomb d'une part, nickel, molybdène, cobalt d'autre part.
- caractère essentiellement détritique du vanadium, du chrome et du gallium qui sont liés à la phase alumineuse (argiles).

- concentration vraisemblablement diagénétique du strontium et du baryum dans les feldspaths néoformés ou les argiles.
- indépendance du bore vis à vis des autres éléments.

Ce type de liaison semble caractériser les séries noires déposées dans des fosses subsidentes alors que les séries noires déposées sur des plate-formes montrent généralement un bon groupement des éléments-traces avec la fraction organique. VINE, TOURTELOT et KEITH (1969) avaient déjà montré que "les éléments mineurs des shales noirs paléozoïques du géosynclinal des Ouachita, ne montrent qu'une très petite ou même aucune relation avec la matière organique". On peut en conclure, en se plaçant sur un plan méthodologique, que les critères d'oxydo-réduction utilisés en série de plate-forme ne sont pas directement applicable aux séries déposées dans des fosses subsidentes.

DONNEES GEOCHIMIQUES

Spectrométrie U V (J. BARADAT)

Fraction argileuse brute de diamètre inférieur à 5 μ de 40 échantillons de
TERRES NOIRES DE LARAGNE - GAP - EMBRUN

N.ECH.	B	V	M0	PR	ZN	CU	CR	NI	CR	SR
295147	225.000	273.000	2.000	17.000	92.000	18.000	185.000	71.000	22.000	78.000
295148	295.000	303.000	2.000	8.000	49.000	19.000	214.000	46.000	18.000	114.000
295149	310.000	311.000	4.000	8.000	23.000	9.000	193.000	33.000	22.000	453.000
295150	296.000	353.000	10.000	42.000	163.000	59.000	210.000	129.000	52.000	486.000
295152	282.000	339.000	3.000	13.000	39.000	25.000	198.000	53.000	23.000	562.000
295153	178.000	308.000	8.000	61.000	166.000	166.000	172.000	104.000	44.000	466.000
295154	272.000	336.000	5.000	13.000	88.000	49.000	213.000	62.000	22.000	531.000
295155	267.000	353.000	5.000	25.000	97.000	60.000	213.000	77.000	30.000	571.000
295156	268.000	403.000	3.000	18.000	76.000	50.000	213.000	55.000	24.000	502.000
295157	214.000	404.000	4.000	24.000	99.000	88.000	225.000	68.000	24.000	356.000
295158	225.000	377.000	5.000	23.000	105.000	35.000	220.000	77.000	30.000	420.000
295147	318.000	233.000	3.000	32.000	139.000	69.000	167.000	88.000	30.000	214.000
295118	365.000	236.000	3.000	16.000	50.000	10.000	174.000	89.000	23.000	148.000
295119	262.000	220.000	4.000	28.000	67.000	28.000	164.000	104.000	26.000	175.000
295120	341.000	264.000	5.000	30.000	117.000	33.000	194.000	117.000	30.000	163.000
295121	314.000	235.000	4.000	26.000	110.000	50.000	177.000	86.000	23.000	156.000
295122	335.000	240.000	4.000	24.000	133.000	51.000	184.000	85.000	23.000	250.000
295123	362.000	254.000	3.000	12.000	50.000	9.000	175.000	116.000	20.000	126.000
295124	336.000	263.000	4.000	25.000	123.000	45.000	189.000	83.000	24.000	262.000
295125	359.000	281.000	6.000	29.000	151.000	52.000	177.000	93.000	26.000	287.000
295126	258.000	222.000	5.000	449.000	536.000	189.000	140.000	151.000	37.000	411.000
295127	378.000	302.000	4.000	35.000	104.000	36.000	198.000	100.000	23.000	298.000
295128	397.000	278.000	2.000	16.000	14.000	10.000	187.000	41.000	17.000	830.000
295129	301.000	217.000	4.000	59.000	64.000	42.000	171.000	52.000	24.000	399.000
295130	337.000	213.000	3.000	13.000	26.000	21.000	170.000	66.000	24.000	231.000
295131	328.000	265.000	2.000	16.000	50.000	63.000	189.000	64.000	19.000	255.000
295132	436.000	248.000	3.000	34.000	69.000	68.000	190.000	55.000	19.000	161.000
295134	298.000	227.000	2.000	25.000	109.000	52.000	165.000	114.000	21.000	183.000
295135	167.000	179.000	1.000	16.000	40.000	19.000	121.000	128.000	28.000	221.000
295136	320.000	235.000	2.000	17.000	140.000	47.000	157.000	139.000	24.000	166.000
295137	319.000	244.000	2.000	20.000	128.000	78.000	195.000	101.000	22.000	146.000
295138	267.000	250.000	3.000	28.000	146.000	86.000	199.000	74.000	24.000	162.000
295140	275.000	267.000	2.000	18.000	105.000	42.000	178.000	93.000	20.000	224.000
295141	281.000	304.000	5.000	18.000	106.000	60.000	186.000	120.000	30.000	206.000
295142	273.000	309.000	2.000	29.000	123.000	52.000	210.000	106.000	15.000	217.000
295143	246.000	262.000	6.000	53.000	159.000	68.000	164.000	188.000	178.000	218.000
295144	303.000	297.000	2.000	8.000	108.000	28.000	193.000	94.000	21.000	209.000
295145	276.000	268.000	3.000	13.000	79.000	53.000	178.000	72.000	17.000	274.000
295146	248.000	297.000	2.000	23.000	126.000	35.000	202.000	88.000	20.000	235.000

N.ECH.	BA	GA	SI02	AL203	CA0	MGR	TI02	PF	Q	CARBONE
295147	436.000	36.000	5 410	31.800	.100	4.000	.100	6.600	12.000	1.450
295148	495.000	41.000	5 750	36.700	.200	2.000	.000	6.300	9.000	1.430
295149	636.000	49.000	5 750	44.100	.300	.100	.100	9.500	14.000	2.580
295150	598.000	48.000	5 600	43.500	.200	.900	.400	10.100	9.000	2.570
295152	777.000	47.000	5 800	44.700	.300	1.000	.050	9.400	.000	2.580
295153	516.000	45.000	4 940	41.600	.200	3.600	1.250	8.400	.000	1.350
295154	612.000	48.000	5 210	43.300	.200	1.200	.100	6.800	2.000	.870
295155	576.000	52.000	5 320	45.000	.200	2.000	.200	7.400	.000	1.170
295156	532.000	51.000	5 360	44.600	.200	1.500	.000	7.300	.000	1.200
295157	666.000	49.000	5 200	42.900	.200	1.700	.050	6.800	.000	.610
295158	723.000	51.000	5 660	45.200	.200	2.600	.150	7.600	2.000	1.670
295117	303.000	35.000	5 930	27.900	.300	1.600	.250	8.300	15.000	1.120
295118	209.000	35.000	5 910	25.600	.300	2.200	.100	7.800	17.000	1.620
295119	300.000	33.000	5 670	27.900	.200	3.200	.500	8.000	17.000	1.490
295120	248.000	38.000	5 410	30.300	.300	3.800	.200	8.100	12.000	1.290
295121	268.000	36.000	5 450	30.400	.300	3.300	.350	7.400	13.000	.600
295122	327.000	38.000	5 640	33.300	.300	2.500	.100	7.500	11.000	.810
295123	183.000	37.000	6 180	26.100	.400	2.500	.100	8.500	15.000	2.120
295124	330.000	40.000	5 850	33.400	.200	2.200	.150	7.200	19.000	1.140
295125	307.000	41.000	6 230	35.200	.300	.700	.150	8.100	19.000	1.400
295126	1073.000	35.000	6 310	32.100	.200	1.900	.300	8.900	25.000	1.490
295127	341.000	45.000	5 900	36.600	.200	1.700	.150	8.500	13.000	1.840
295128	387.000	50.000	6 140	42.400	.300	1.400	.050	8.000	15.000	1.650
295129	266.000	39.000	5 690	34.600	.200	2.500	.250	8.000	16.000	1.440
295130	310.000	41.000	6 080	33.600	.200	1.500	.100	7.000	17.000	1.460
295131	424.000	44.000	6 230	44.600	.200	.500	.000	6.400	16.000	1.840
295132	330.000	42.000	6 140	39.200	.200	1.600	.100	8.100	17.000	2.170
295134	379.000	34.000	6 380	31.600	.200	1.500	.150	7.300	20.000	1.260
295135	322.000	23.000	6 730	24.700	.000	1.500	.100	6.200	.000	1.940
295136	350.000	33.000	6 620	30.100	.300	1.100	.250	6.700	24.000	1.240
295137	446.000	38.000	5 780	34.900	.300	2.700	.200	7.800	9.000	1.430
295138	544.000	40.000	5 750	35.200	.200	1.700	.950	7.600	10.000	.810
295140	430.000	39.000	6 040	37.600	.300	1.600	.300	7.500	15.000	1.320
295141	396.000	43.000	5 730	36.700	.300	1.900	.300	8.400	11.000	1.510
295142	449.000	43.000	5 140	38.100	.100	1.500	.200	8.000	4.000	.920
295143	392.000	41.000	5 250	37.600	.200	4.000	1.500	10.200	.000	2.620
295144	404.000	41.000	5 340	37.100	.200	1.900	.200	7.900	6.000	1.440
295145	378.000	40.000	5 620	36.400	.200	1.300	.100	7.200	2.000	.470
295146	395.000	38.000	5 070	35.200	.200	3.400	.200	6.900	3.000	.760

	B	V	Cr	Ni	Co	Ba	Ca	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	Pertes	Quartz	Carbone organiq
Bore															
Vanadium	-.16														
Molybdène	.00														
Plomb	-.12	-.10													
Zinc	-.06	.00													
Cuivre	-.07	.00													
Chrome	.10	.02													
Nickel	-.04	-.10	.10												
Cobalt	-.13	.02	.07												
Strontium	-.12	.10	.00												
Baryum	-.05	.06	.20												
Gallium	.14	.85	.47												
Si O ₂	.36	-.58	-.38												
Al ₂ O ₃	-.03	.70	.71												
Ca O	.10	-.00	.14												
Mg O	-.12	-.17	.04												
Ti O ₂	-.09	-.17	.40												
Pertes au feu	.196	.14	.59												
Quartz	.044	-.06	-.11												
Carbone organiq	.16	-.05	.08												

95 %	99 %
0,30	0,59

Niveau de signification pour 38 degrés de liberté.

Matrice des coefficients de corrélation

TABLEAU 10 - FRACTION ARGILEUSE DES TERRES NOIRES DE LARAGNE - GAP - ENBRUN (20 variables - 40 échantillons)

39 échantillons

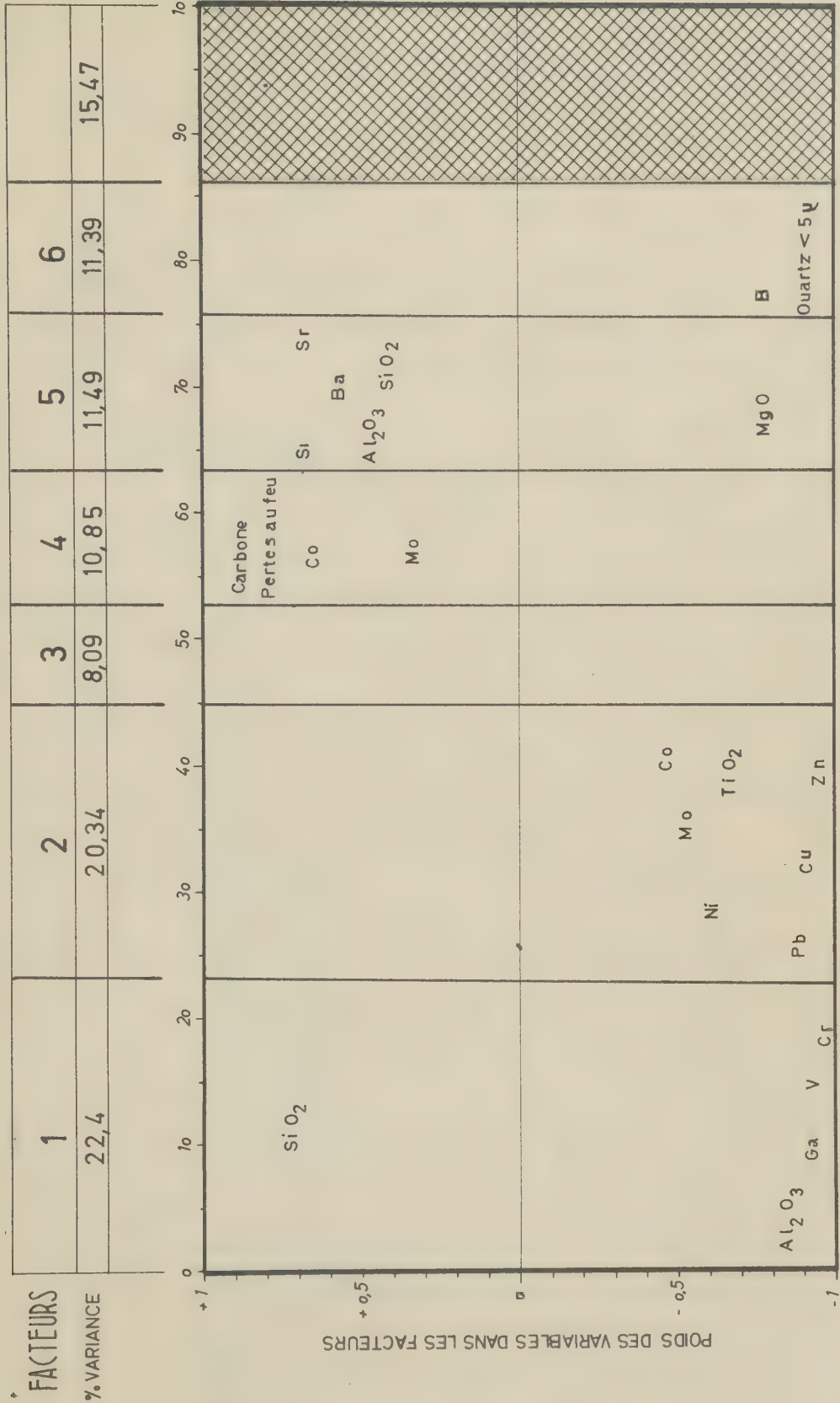
20 variables

/MATRICE VARIMAX/

Variables	FACTEURS (groupements de variables convariantes)						Communalités
	1	2	3	4	5	6	
Bore	-0,017	0,225	0,479	0,056	0,049	0,766	0,87
Vanadium	-0,901	0,041	-0,019	0,029	0,145	0,212	0,88
Molybdène	-0,401	-0,509	0,495	0,335	-0,003	0,134	0,79
Plomb	0,176	-0,846	0,080	0,134	0,119	0,073	0,79
Zinc	-0,043	-0,919	-0,105	-0,070	-0,194	-0,056	0,90
Cuivre	-0,133	-0,882	-0,054	-0,206	0,119	0,116	0,86
Chrome	-0,945	0,147	0,003	-0,139	-0,048	-0,146	0,95
Nickel	0,391	-0,596	-0,075	0,251	-0,405	0,073	0,74
Cobalt	0,026	-0,483	0,109	0,634	-0,178	0,427	0,86
Strontium	-0,347	-0,067	0,336	0,069	0,666	0,443	0,88
Baryum	-0,468	-0,311	-0,350	0,050	0,578	0,263	0,84
Gallium	-0,894	0,050	0,215	0,102	0,302	0,040	0,95
SiO ₂	0,708	0,165	0,001	0,097	0,419	-0,387	0,86
Al ₂ O ₃	-0,802	-0,017	-0,045	0,076	0,482	0,168	0,91
CaO	0,002	0,082	0,803	0,081	0,024	-0,299	0,74
MgO	0,087	-0,290	-0,003	-0,187	-0,742	0,215	0,71
TiO ₂	0,057	-0,676	-0,000	0,327	-0,363	0,114	0,71
Perte au feu	-0,167	-0,286	0,401	0,739	0,074	0,038	0,82
Quartz 5μ	0,252	-0,015	0,109	-0,039	-0,035	-0,891	0,87
Carb.organique	0,115	0,221	-0,079	0,887	0,211	-0,088	0,90
% variance	22,34	20,34	8,09	10,85	11,49	11,39	
Variance cumulée	22,34	42,69	50,79	61,64	73,14	84,53	

RÉFÉRENCES :

Tableau des variables covariantes



CHAPITRE XIV

- TENTATIVE D'INTEGRATION DES RESTES FOSSILES A LA RECONSTITUTION DU
MILIEU DE DEPOT -

On ne peut négliger l'aspect écologique des associations d'organismes dont les restes fossiles peuvent être retrouvés dans les Terres Noires. Bien que la synthèse paléontologique reste à faire. J'ai voulu donner ici quelques aperçus sur cette faune assez particulière, probablement marquée par un environnement souvent peu favorable à la vie.

A - MICROFAUNE DEGAGEE -

Une centaine de lavages ont été effectués dans l'anticlinorium de Laragne en particulier dans la coupe d'Eyguians pour le Membre inférieur et dans celle de Lazer pour le Membre supérieur. Le nombre, l'état de conservation et la taille des microfossiles sont très variables. Les formes les plus courantes sont les suivantes (déterm. contrôlées par J.AUBERT) :

. Membre inférieur :

Microgastéropodes costulés
Ostracodes pélagiques : Bairdia, Cytherella
Foraminifères
Lenticulina
Astaculus
Epistomina
Vaginulina cf. proxima
Nodosaria
Proteanina
Spirilina
Conicospirilina
Dentalina
Textularia
Trochaminidae
Verneuillina

. Membre supérieur :

Marnes intermédiaires
Lenticulina
Nodosaria (formes naines)
Textulina
Astaculus
Spirilina
Dentalina
Trochaminidae
Miliolidae siliceux (Rzehakina ?)

Plaquettes calloviennesRadiolairesMiliolidae (siliceux)LenticulinaMarnes à nodules

Très nombreux micro-gastéropodes costulés

LenticulinaEpistomina mosquensisProtoglobigerina cf. rubra

Lenticulines et Epistomines sont généralement d'une taille normale alors que les Lagénidés, Nodosaridés et Textularidés sont tous de petite taille ou même de très petite taille, en particulier dans les "marnes stériles" du Callovien (cf. DELCEY-LEDUC, 1961).

Les Ostracodes sont de taille anormale (OERTLI 1960).

Les Miliolidés siliceux (Rzehakina ?) sont confinés aux plaquettes calloviennes du Membre supérieur qui contiennent un assez grand nombre de biohermes à spongiaires.

Le mauvais état de conservation de la plupart des micro-organismes de taille normale, leur aspect usé et corrodé plaide en faveur d'un transport sauf peut être dans le Membre supérieur (Oxfordien). La très petite taille des benthiques me paraît résulter des conditions semi-euxiniques et de la sursalure en plus d'un probable triage granulométrique.

L'apparition massive des protoglobigérines à l'Oxfordien correspond à des conditions de milieu moins sévères qui accompagnent une ouverture probable sur la Mésogée. Il n'est cependant pas prouvé que les formes soient planctoniques.

B - FORMES NANNOPLANCTONIQUES -

Une dizaine de préparations palynoplantologiques ont été effectuées et étudiées par A.COMBAZ dans les laboratoires de la Compagnie Française des Pétroles. Tous les échantillons étudiés provenaient du Membre supérieur.

Les formes les plus répandues sont les Dinoflagellés (ou Péridiniens). Leur taille varie de 30 à 120 microns. Ils comprennent les genres:

Ctenidodinium sp.Gonyaulacysta spp.Scribidinium crystallinum (DEFL.)cf. Hystriodinium sp.Dingodinium spp.Wanea clathrata (COOKS. et EIS.)

A côté de ces formes on observe quelques Sphaeromorphitae incertae sedis, des Hystrichosphères telles que Hystrichosphaeridium sp., Cannosphaeropsis sp., avec de rares Micrhystridium sp.

Ces formes pélagiques indiquent l'existence de conditions de vie normales dans les tranches supérieures de la colonne d'eau.

C - FORMES NECTONIQUES -

Le necton peut être reconstitué de manière très partielle. Ammonites et belemnites en constituent les témoins essentiels. Leur répartition est très irrégulière.

1 - Les Ammonites avec leur test conservé abondent dans les niveaux de condensation :

- lits noduleux du Niveau Repère médian
- niveau noduleux du Membre supérieur.

Leur taille peut dépasser 80 cm de diamètre mais il faut reconnaître que les formes de petites tailles sont beaucoup plus abondantes.

En dehors des niveaux de condensation, les ammonites sont très rares dans le Membre inférieur où elles se trouvent sous la forme de :

- moules internes brisés dans le niveaux à plaquettes,
- nodules isolés,
- moules internes dans des argiles schisteuses.

2 - Les Belemnites sont le plus souvent très rares, mais peuvent être rencontrées en assez grande abondance à la base du Membre inférieur (région de Laragne).

3 - Les Posidonomyes - La conclusion essentielle de l'étude détaillée que JEFFRIES a consacré à Posidonomya alpina est que cette espèce appartient au necton. Elle est caractéristique du faciès Terres Noires ou de faciès identiques du Lias et du Dogger de la zone dauphinoise, où elle a rencontré des conditions de fossilisation particulièrement favorables.

4 - Conclusions - On peut conclure de la présence des divers organismes nectoniques que les eaux superficielles étaient suffisamment et constamment aérées, même si les eaux de fond étaient au moins périodiquement empoisonnées par l'hydrogène sulfuré. Les niveaux de condensation à nodules légèrement phosphatés du Callovien supérieur de l'Oxfordien peuvent correspondre à des périodes de "up-welling", selon RUTTEN (1963) et H.G.TERMIER (1954) sans que l'on puisse conclure à une faible profondeur de dépôt.

D - FORMES BENTHIQUES -1. Macroorganismes libres

Ce n'est qu'à la base du Membre inférieur que l'on trouve à l'intérieur des bancs argileux des moules internes pyritisés de lamelli-branches (*Pholadomya* ?). Tous les autres lamellibranches ont été trouvés associés à des biohermes à spongiaires. FISCHER a pu déterminer les Lucinidés suivantes, auxquelles on ne peut pas attacher une signification bathymétrique précise.

Cavilucina, subgen. Mesomiltha sp.

Fimbria sp.

Certains biohermes contiennent aussi des brachiopodes indéterminables car trop recristallisés. Néanmoins ceux du Membre supérieur (Oxfordien moyen) de Buis-les-Baronnies ont fourni une faune parfaitement conservée en cours d'étude (R.ENAY et coll.).

2. Les biohermes à spongiaires

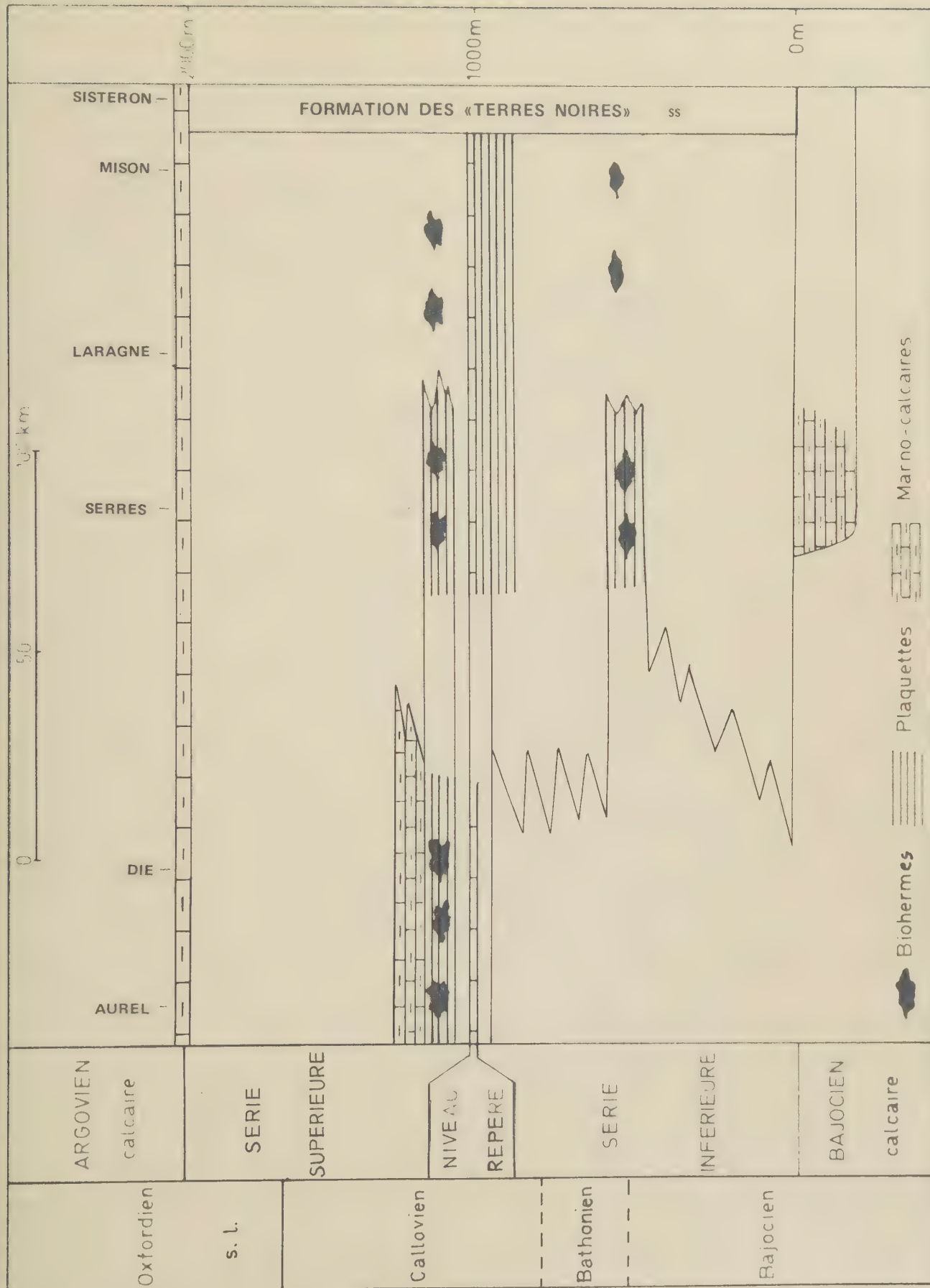
Ce sont des élèves stagiaires de l'E.N.S.P.M.* et les géologues du Bureau de Recherches de Pétrole et de la Compagnie des Pétroles France-Afrique qui signalèrent les premiers la présence, au sein des Terres Noires, d'assez grandes "lentilles calcaires" (ORGEVAL et ZIMMERMANN, 1957). Ils ne purent cependant en reconnaître la véritable nature ni en préciser les conditions de genèse.

Une étude détaillée, sur le terrain et au laboratoire, devait faire apparaître l'étroite liaison existant entre les formations rythmiques à plaquettes et les "lentilles calcaires" (Fig.70). D'autre part, l'étude en lames minces révélait une abondance de spicules telle que le rôle des spongiaires dans la construction de ces lentilles devenait évident (ARTRU et GAUTHIER, 1966).

Des colonies semblables sont connues depuis longtemps dans le Malm du Jura souabe et franconien et une abondante littérature, essentiellement allemande, leur a été consacrée. Nous devons citer E.FISCHER (1913), P.DORN (1932), E.DIETERICH (1932), A.ROLL (1934) et G.K.FRITZ (1958).

On trouvera dans les publications de ces auteurs des descriptions précises de ces constructions, aux formes très variées, G.K.FRITZ ayant plus particulièrement étudié les phénomènes de diagenèse à l'intérieur des biohermes.

(*) Sous la conduite de J.FLANDRIN.



Position stratigraphique des biohermes à spongiaires entre Aurel et Sisteron

2.a - Description

Sur le terrain, ces biohermes apparaissent généralement comme de grandes lentilles calcaires de quelques dizaines de mètres de longueur dont les relations avec les terrains encaissants sont souvent difficiles à préciser.

Quelques cas favorables m'ont cependant permis de comprendre la structure de ces ensembles, dans lesquels on peut distinguer deux types principaux : les biohermes lenticulaires (Fig.71) et les biohermes en "colonne" (Fig.72).

Un bon exemple de biohermes lenticulaires est représenté par celui qui domine le petit hameau du Bersac, près de Serres (Hautes-Alpes). Mesurant 25 m de long sur 10 m de haut, il émerge de la formation supérieure à plaquettes et il passe latéralement aux terrains encaissants, par l'intermédiaire d'une zone à nodules branchus de petite taille (1 à 2 cm).

Il est en outre divisé en lentilles secondaires de tailles variées (1 à 8 cm) qui s'avancent plus ou moins dans les terrains encaissants. Nous n'avons jamais constaté la présence de brèches d'écroulement ni de déformations pouvant suggérer que le bioherme s'élevait largement au-dessus des fonds environnants.

La masse du bioherme est formée d'un agglomérat de petits tubes contournés, ressemblant aux nodules branchus mais cimentés par du calcaire plus ou moins argileux ou siliceux. Elle renferme aussi des tests très recristallisés de grands lamellibranches, de la famille des Lucinidae (genre Cavilucina subg. Mesomiltha, et genre Fimbria, déterminé par J.C.FISCHER). Ceux-ci forment parfois de véritables bancs et leur taille peut atteindre 20 cm. M.ORGEVAL et M.ZIMMERMANN (1957) les avaient signalés dans la région de Die où je les ai retrouvés dans les biohermes du Membre supérieur. Je ne pense pas que l'on puisse attribuer à ces organismes une signification bathymétrique précise.

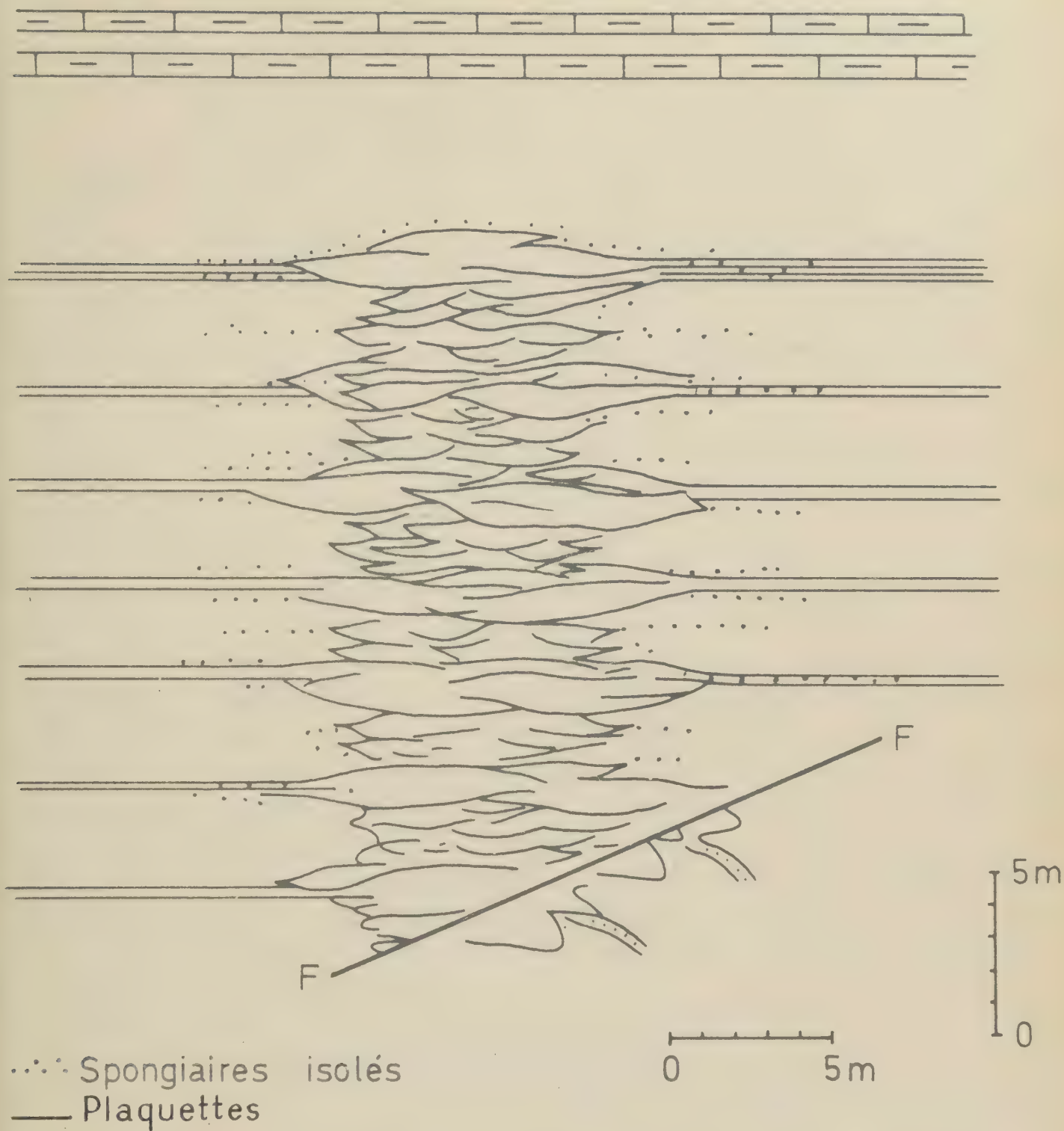
Les biohermes "en colonne" se développent surtout dans le Diois. Leur meilleur représentant (Fig.72) est un bioherme que nous avons découvert près d'Aurel (feuille Die 7-8 ; X 832,8, Y 272,5). Sa base est tronquée par une faille qui en remonte des tronçons assez disloqués ; la hauteur totale obtenue est d'environ 35 m, ce chiffre étant un minimum ; la largeur varie entre 5 et 10 m. Les relations entre les zones de croissance maximale du bioherme et les niveaux de plaquettes sont évidentes. Au contraire, les zones marneuses correspondent à l'arrêt provisoire de sa croissance.



..... Spongiaires isolés

0 5m

BIOHERME EN LENTILLE - LE BERSAC (Hautes-Alpes)



BIOHERME EN COLONNE - AUREL (Drôme)

La structure interne de cette colonie est la même que celle du bioherme du Bersac.

En lame mince, les tubes et les nodules branchus montrent une multitude de spicules monaxones formant un réseau désordonné. Ces spicules sont généralement jointifs à la périphérie des tubes mais semblent parfois s'être dispersés au milieu d'un remplissage argileux riche en matière organique. J'interprète ces structures comme provenant de la dissociation sur place de spongiaires "en tube" la forme générale étant préservée par l'enfouissement immédiat au sein d'une base argileuse très fluide. Une seule espèce de spongiaires semble avoir constitué ces colonies, contrairement à ce que l'on peut observer dans les biohermes du Jura allemand, ce qui est la preuve d'une adaptation à des conditions de vie très difficiles.

2.b - Facteur paraissant contrôler la répartition des biohermes

Les courants atténuant les conditions euxiniques ne devaient favoriser la croissance du bioherme que dans une certaine limite ; en effet, celui-ci n'était probablement qu'une forme de socialisation passagère d'organismes normalement isolés, qui leur permettait de lutter contre l'envasement et de s'élever au-dessus du fond trop souvent empoisonné par l' H_2S . Si le milieu devenait normalement oxygéné, les spongiaires n'avaient pas besoin de se grouper pour survivre, ce qui peut expliquer l'absence de biohermes dans des faciès calcaires dont le milieu de dépôt n'était certainement pas euxinique. Ce serait le cas des niveaux très riches en spicules surmontant la formation à spongiaires supérieure dans les régions de Die et d'Aurel où les teneurs en soufre sont faibles (0,05 %) et la couleur du sédiment très claire ; d'autre part, cette hypothèse permettrait d'expliquer la pauvreté en biohermes de certains secteurs des formations à plaquettes où les traces de courants sont spécialement développées (Aspremont, H.A.).

E - ORGANISMES INCERTAE SEDIS ET TRACES (Fig.73 à 75) -

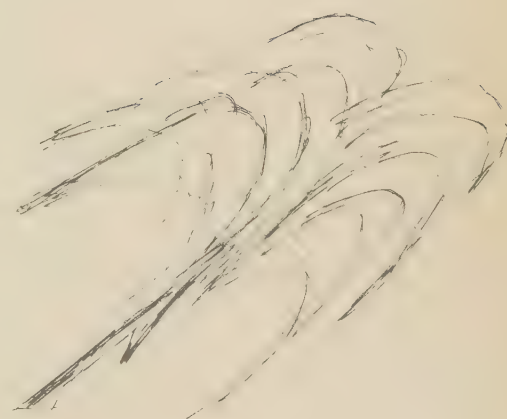
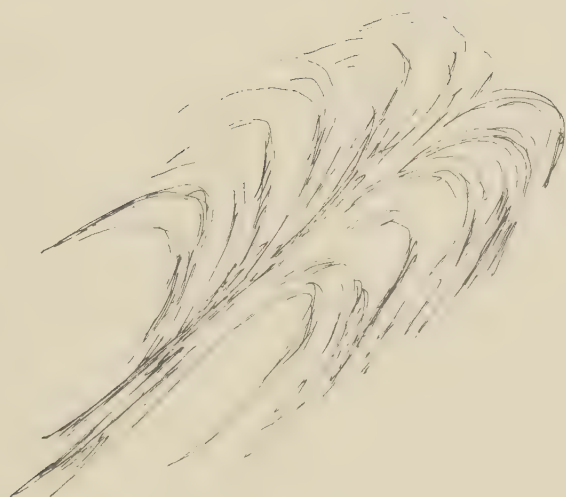
1. Moules en relief d'organismes apparemment sessiles

Ces moules sont fréquents sur les plaquettes quand elles se présentent en surface structurale et que l'altération est faible.

W.NOWAK (1956) a trouvé et étudié très soigneusement des formes semblables dans le flysch Crétacé inférieur et supérieur des Karpates,

Organismes incertae sedis «en plumeau»

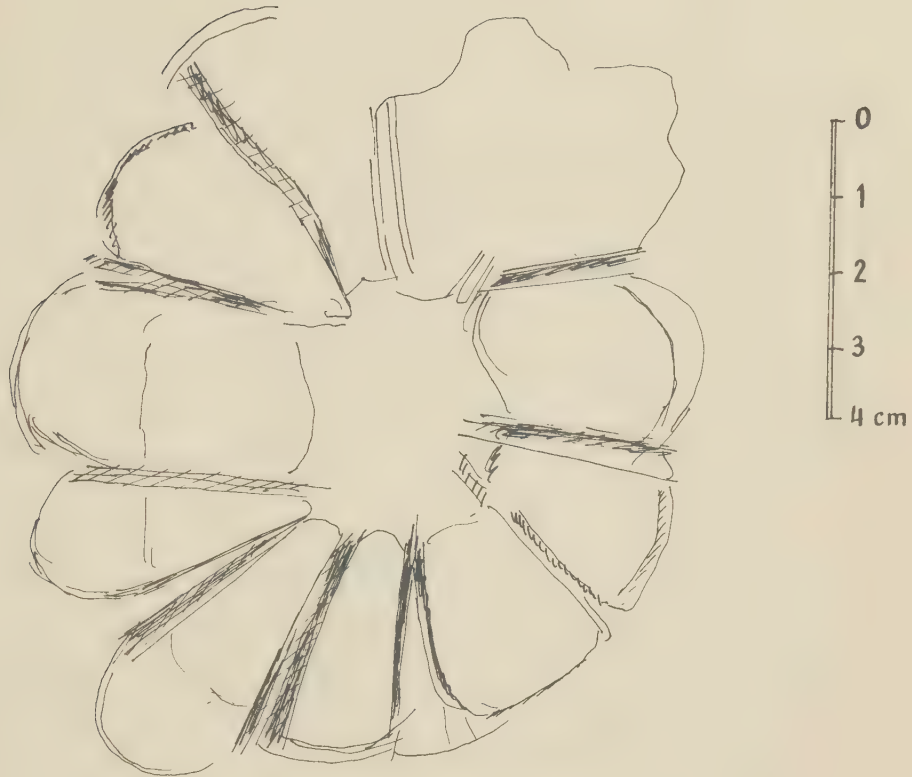
Membre supérieur, plaquettes calloviennes Aurel (Drôme)



Organismes incertae sedis
Rosace à 11 (12?) branches.

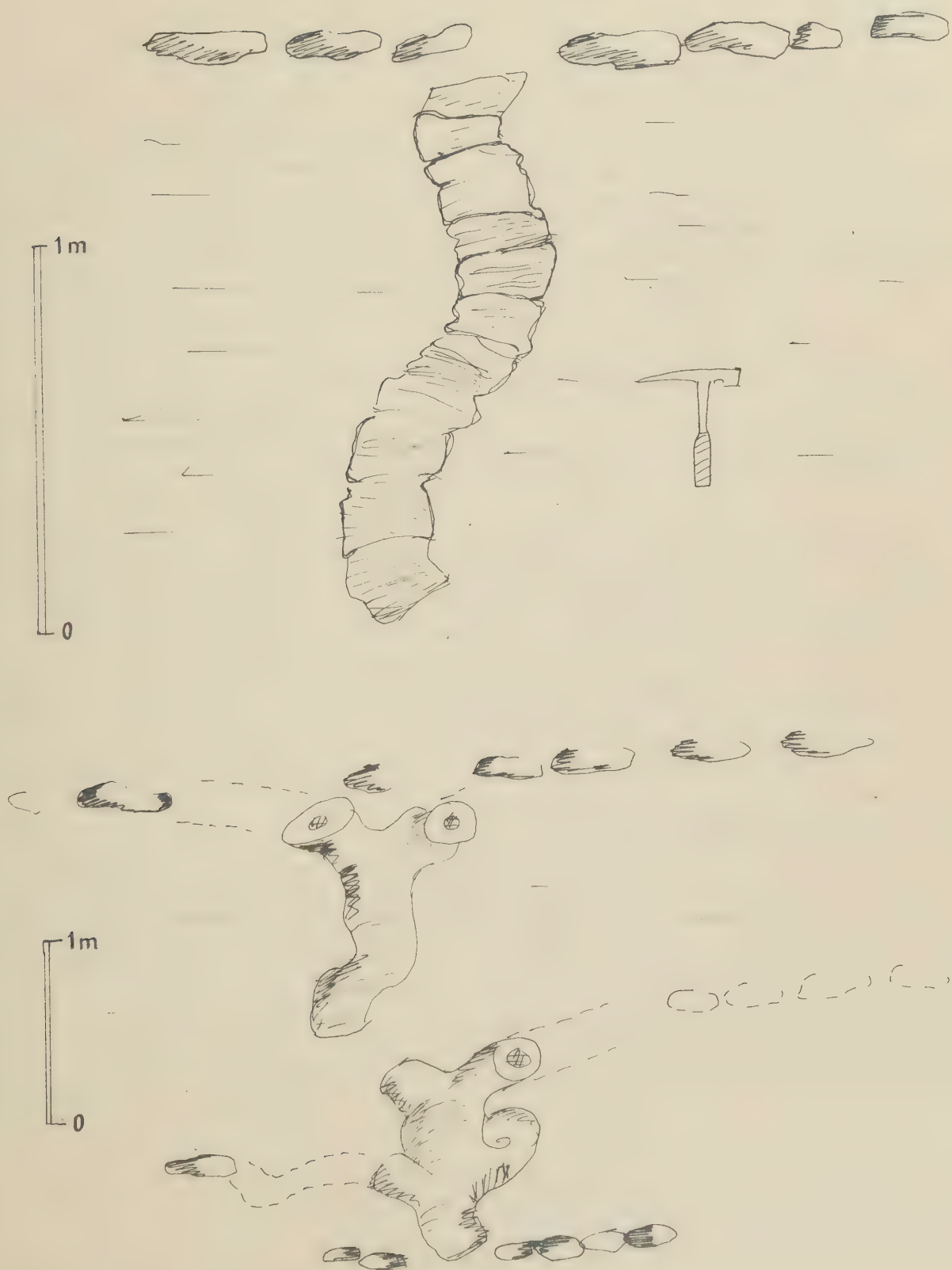
Le Lauza, Lazer Hautes Alpes

Membre inférieur des plaquettes du niveau repère



Organismes incertae sedis, formes moduleuses tubulaires à développement vertical et horizontal

Membre inférieur Mison (Basses Alpes)



et les a attribué à l'action d'annélides (*). Des formes assez comparables sont interprétées par NOWAK comme des traces de pâture de crabes, mais cet auteur souligne lui-même que l'existence d'un nombre souvent déterminé d'éléments paraît s'opposer à cette interprétation.

Mon opinion est qu'il s'agit de moules externes d'organismes sessiles comme semble l'indiquer le "pied" de la figure 73. Le nombre des rayons observés chez les formes en rosaces (Fig. 74) est de 11 à 12 en général (12 étant le chiffre le plus probable des "pétales" chez l'animal vivant).

Il est intéressant de noter que les traces apparaissent en relief ou en creux à la surface supérieure des plaquettes. Alors que dans les flyschs elles sont situées à la face inférieure des bancs gréseux (moulages).

Ceci signifie :

1 - que dans le flysch crétacé des Karpates, le milieu autorisait la vie benthique au moment du dépôt des interbancs argileux, alors que la mise en place des bancs gréseux (turbidites ?) s'effectuait avec rapidité.

2 - Que dans le cas des Terres Noires, le milieu au moment du dépôt du terme biodétritique (plaquette) autorisait la vie benthique, alors que le milieu correspondant au dépôt des interbancs argileux était impropre à la vie benthique.

Ceci confirme les idées que j'ai émises sur le développement des biohermes à spongiaires à la faveur d'une oxygénation périodique des courants de fond dans un milieu normalement impropre à la vie benthique.

2. Formes noduleuses énigmatiques d'origine probablement organique (fig. 75) :

On ne peut manquer d'être frappé par la fréquence des nodules et concrétions calcaires aussi bien dans les interbancs argileux des assises à plaquettes que dans les grandes assises argileuses elles-mêmes.

Le mode de développement de ces accidents calcaires paraît étroitement lié aux conditions de milieu et aux variations de l'apport terrigène.

2.a Formes verticales -

Dans les interbancs argileux et les assises marneuses on constate la présence de cylindres plus calcaires d'une vingtaine de

(*) L'Atlas des structures sédimentaires (éd. Technip) signale des formes semblables dans les flyschs pyrénéens.

centimètres de diamètre au maximum, percés au centre d'un canal de deux ou trois centimètres de diamètre, creux, ou rempli de calcite sparitique secondaire. A sa base le cylindre paraît s'enrouler sur lui-même, formant une masse concrétionnée. Le développement de ces formes verticales se fait selon une légère spirale sur une hauteur qui peut atteindre plusieurs mètres.

2.b - Formes horizontales

A plusieurs niveaux dans la formation on constate le développement de lits noduleux plus ou moins anastomosés. Ces nodules présentent individuellement, quand ils ne sont pas trop recristallisés, des structures assez particulières, d'allure algaire (Oxfordien inférieur et moyen de St-Pierre d'Argençon et de Die, Fig.75).

2.c - Passage des formes verticales aux formes horizontales

Dans la série des plaquettes du Niveau repère médian de Mison (Alpes de Haute-Provence), on peut constater le passage des formes verticales qui occupent les interbancs argileux aux formes horizontales qui correspondent aux bancs plus carbonatés, biodétritiques. J'interprète ces faits de la manière suivante : l'organisme responsable de la formation de ces concrétions, se développe en hauteur pour échapper à l'enfouissement sous la sédimentation argileuse. Compte tenu de la hauteur de ces concrétions, on peut envisager un organisme de type colonial pouvant subsister durant de longues périodes. Au moment du dépôt des calcaires biodétritiques, le taux de sédimentation diminue et le milieu devient plus favorable. L'organisme se développe alors horizontalement de façon coloniale formant des sortes de rhizomes, incrustant en particulier des tests d'ammonites. Ces formes rappellent celles décrites par A.HALLAM (1962).

2.d - Essai d'identification de l'organisme responsable des formes noduleuses -

Les structures des formes non recristallisées de St-Pierre d'Argençon font penser à des concrétionnements algaires. On pourrait les rapporter à l'action d'algues incrustantes (Schizophycées ?) qui semblent jouer un rôle dans la formation des divers types d'oncolithes.

Une autre origine possible est l'activité de spongiaires. Ceux-ci sont déjà responsables de la formation de biohermes d'un genre très particulier dont les conditions de développement présentent de nombreuses similitudes avec celles des formes noduleuses précédemment décrites. Aucun de ces deux modes possibles de formation ne peut être actuellement prouvé mais l'origine biologique de ces concrétions paraît cependant très probable.

CHAPITRE XV

- CONCLUSIONS GENERALES -

Des facteurs influençant la sédimentation et des facteurs responsables de l'évolution des sédiments de l'état initial à l'état actuel, dépend l'ensemble des résultats obtenus sur les plans stratigraphiques et géochimiques.

Parmi ces facteurs nous pouvons citer : le cadre géographique, le diastrophisme contemporain de la sédimentation, le diastrophisme postérieur à la sédimentation.

A - LE CADRE GEOGRAPHIQUE (Fig.27) -

Ce cadre exerce un contrôle climatique et un contrôle structural.

1 - Contrôle climatique :

Il règle l'apport en quantité et en qualité. D'après les données obtenues on peut le préciser comme un climat humide et chaud : apport terrigène fin considérable, débris ligneux proportionnellement très abondants en provenance d'une couverture végétale probablement dense.

Sur les reliefs arasés (Massif Central, Provence méridionale) cette couverture végétale ne laisse filtrer que les éléments solubles : silice, carbonates, hydroxydes. Elle retient la kaolinite formée en milieu acide sous couverture forestière. Cette kaolinite pourra être transportée dans le bassin à chaque reprise locale ou générale de l'érosion avec des quantités variables d'illite-montmorillonite.

Sur les reliefs souvent rajeunis du domaine alpin, l'érosion plus rapide et l'altération plus ménagée, conduisent à des minéraux interstratifiés ou bien laissent subsister la chlorite. En présence de séries sédimentaires paléozoïques à dominance argileuse, l'érosion livre aux cours d'eaux la fraction argileuse à peine modifiée : chlorite, allevar-dite détritique, illite ouverte et matière organique héritée se mêlant aux débris ligneux provenant de la couverture forestière.

2 - Contrôle morphostructural (fig.13B-26-27)

Le bassin des Terres Noires correspond aux premières grandes dépressions qui se situaient en bordure de la mer alpine. Il est limité au Nord-Ouest par la plateforme jurassienne, plateforme dont on retrouve un équivalent au Sud-Ouest sur la bordure languedocienne des Cévennes (GOTTIS, 1957).

Ces régions de plateforme reçoivent généralement une sédimentation souvent plus carbonatée et plus réduite que le bassin lui-même.

Sur la zone de flexure transitent les sédiments bioclastiques qui seront redistribués par des courants de fonds périodiques ou des courants de turbidité. La plateforme jurassienne reçoit, à partir de la frontière suisse, des apports plus sableux, laissant supposer une érosion localement intense sur les reliefs émergés du domaine alpin oriental. Rappelons que ces reliefs sont très probablement des cordillères ou même des blocs cratoniques assez importants où l'amplitude des mouvements de surrection compense la subsidence des bassins, permettant l'érosion relativement rapide de leur couverture sédimentaire paléozoïque. Les fractions les plus grossières restent piégées dans les bassins adjacents cependant que les argiles suivent les couloirs structuraux aboutissant au cul-de-sac que constitue le bassin rhodanien.

Le contrôle structural règle aussi les conditions océanographiques : salinité et oxydo-réduction. Durant tout le dépôt des Terres Noires les eaux marines arrivant de l'Est sont de plus en plus concentrées en ions en allant d'un bassin à l'autre, et dans chaque bassin en fonction de la profondeur. Indépendamment des conditions de sursalure, le milieu de dépôt des parties les plus profondes des bassins tend vers des conditions semi-euxiniques. La faune benthique est profondément affectée et tend vers des formes de résistance à l'enfouissement et à l'asphyxie (biohermes à spongiaires).

B - LES MOUVEMENTS CONTEMPORAINS DE LA SEDIMENTATION -

Au Jurassique moyen la région comprise entre le Massif Central et le géanticlinal briançonnais est le siège de mouvements de distension intense. Certaines zones sont en voie d'effondrement depuis le Lias et peut être le Trias. Des mouvements verticaux de surrection compensent ces effondrements, livrant à l'érosion le matériel des séries sédimentaires

anté-jurassiques. La fraction la plus fine de ce matériel est transportée vers des bassins souvent éloignés où elle s'accumule sur des centaines de mètres (fig.27).

Au Callovien inférieur, après un ralentissement de la subsidence, qui s'accompagne d'une timide mais très générale augmentation des carbonates (Niveau Repère), l'effondrement reprend : la distension est suffisante pour que les zones hautes telles que la Dorsale dauphinoise et le seuil de St-Julien s'enfoncent à leur tour et s'engouffrent sous la sédimentation argileuse. Il en résulte une profonde modification dans la répartition des minéraux argileux. La chlorite peut alors envahir tout le bassin de sédimentation. Ce type de contrôle structural de la sédimentation trouve peut-être son équivalent actuel en Méditerranée orientale (H.CHAMLEY, 1969).

Au Callovien supérieur le comblement est achevé et on assiste à un ralentissement général de la sédimentation (niveaux noduleux, lacunes).

A partir de l'Oxfordien inférieur, les apports terrigènes plus grossiers, qui étaient auparavant bloqués au Nord-Est des Alpes Françaises, peuvent envahir le bassin (plaquettes oxfordiennes).

Enfin, les sources qui ont alimenté la puissante sédimentation argileuse du Jurassique et en particulier des Terres Noires se tarissent, laissant s'établir la sédimentation de plus en plus carbonatée du Jurassique supérieur.

C - LES MOUVEMENTS POSTERIEURS A LA SEDIMENTATION -

Ces mouvements sont de plusieurs types :

- 1 - Mouvements de tension accompagnés de subsidence, durant le Crétacé, assez comparables à ceux du Jurassique.
- 2 - Mouvements de compression, à partir du Turonien, qui se succèdent jusqu'au Miocène.

Les mouvements de subsidence entraînent une augmentation de la pression des fluides et de la température, facteurs principaux de la diagenèse. Suivant l'intensité du flux thermique régional, un même stade de diagenèse peut être atteint en différents points, à différentes époques et pour des enfouissements différents. Deux grandes zones de flux thermique intense encerclent la zone la plus subsidente, ce sont :

- la zone anomalique de la bordure du Massif Central.
- la zone de flux thermique liée à l'orogénèse alpine.

L'enfouissement et les mouvements de compression sont conjointement responsables de la schistosité qui envahit l'ensemble des Terres Noires à partir de Gap.

Au cours des mêmes processus, une partie des métaux est mobilisée. Du plomb et du zinc sont solubilisés à l'état de chlorures dans les eaux connées issues de la compaction progressive des sédiments. Ils sont expulsés et précipitent dans les fractures ouvertes au sein des niveaux carbonatés du Jurassique supérieur ou sur le flanc des diapirs.

Le cuivre est remobilisé plus tardivement au moment où les terrains sont atteints par l'anchimétamorphisme ; il reprécipite pratiquement sur place dans des fissures ouvertes au sein même de la formation.

D - RESULTATS ORIGINAUX DES ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES -

A la fin de la première partie, j'ai signalé les résultats originaux que l'on pouvait dégager sur le plan stratigraphique. L'étude sédimentologique et géochimique apporte également des résultats qui peuvent être considérés comme nouveaux.

1. Origine et répartition des apports

. Matériel terrigène

- Nature et répartition des minéraux argileux : mise en évidence du caractère détritique de la chlorite et, corrélativement, de son origine alpine interne ; ce fut la première étape dans la détermination de la source du matériel terrigène (ARTRU, 1969).

- Mise en évidence de l'origine de l'illite-montmorillonite dont la source est située dans le domaine des Alpes Suisses ou orientales.

- Sens du transport du matériel terrigène, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, le long de couloirs structuraux peut être hérités de la tectonique paléozoïque.

- Apports terrigènes locaux d'importance moindre, issus des dorsales séparant les couloirs (olistolithes, coulées boueuses).

. Matériel carbonaté

- Resédimentation de matériel carbonaté initialement formé sur des hauts-fonds ou des plates-formes bordant les bassins : resédimentation qui a pu s'effectuer au moyen de courants de turbidité (Gap-Embrun) ou de courants de fond (assises à plaquettes).

- Sédimentation directe de particules calcaires très fines ou de test de Lamellibranches (Posydonomies).

- Solubilisation partielle, suivie d'une dolomitisation au cours de la diagenèse précoce du sédiment non induré (ARTRU, 1965).

2. Paléocéanographie et environnement

. Répartition du bore : mise en évidence des teneurs correspondant à une hypersalinité des eaux de fond. Répartition des paléosalinités selon un schéma océanographique impliquant : une alimentation depuis les zones internes, une salinité normale des eaux de surface et une salinité des eaux de fond croissant vers le Sud-Ouest (ARTRU, 1969).

. Répartition des éléments-traces chalcophiles : les teneurs en Mo, Pb, Zn et Cu se répartissent en fonction de la position dans le bassin, indiquant un milieu réducteur dans les fonds et un milieu plus oxygéné sur les bordures et les hauts fonds.

3. Evolution diagénétique

Evolution de la phase argileuse.

Trois gradients de diagenèse ont été mis en évidence.

- Un gradient en direction de la chaîne alpine (DUNOYER de SEGONZAC, ARTRU et FERRERO, 1965) que l'on peut relier au métamorphisme alpin.

- Un gradient normal en fonction de la profondeur, qui intéresse l'ensemble du Mésozoïque (ARTRU et GAUTHIER).

- Un gradient en direction de la bordure du Massif Central correspondant à une anomalie géothermique dont le maintien actuel a été prouvé par des mesures effectuées dans les sondages du Bassin Rhodanien et qui pourrait correspondre partiellement à l'écho tardif du métamorphisme de basse pression du Pilat et des Cévennes. Ce dernier résultat, de portée particulièrement générale, confirme l'importance primordiale accordée depuis longtemps au flux géothermique dans la zonéographie du métamorphisme. Il a été obtenu dans le cadre de la présente étude, en utilisant une zonéographie de la cristallinité de l'illite intégrant les stades de la "diagenèse avancée" et de la "diagenèse normale".

Evolution de la phase organique.

- Mise en évidence de gradients de diagenèse de la matière organique allant dans le même sens que ceux affectant la phase argileuse.

Evolution de la phase métallique.

J'ai montré la relation existant, dans notre région d'étude, entre les métaux dispersés dans le sédiment, les différents stades de l'évolution diagénétique et la formation des indices de plomb, de zinc et de cuivre.

Matériel organique.

J'ai montré que la matière organique des Terres Noires est un mélange de plusieurs matières organiques :

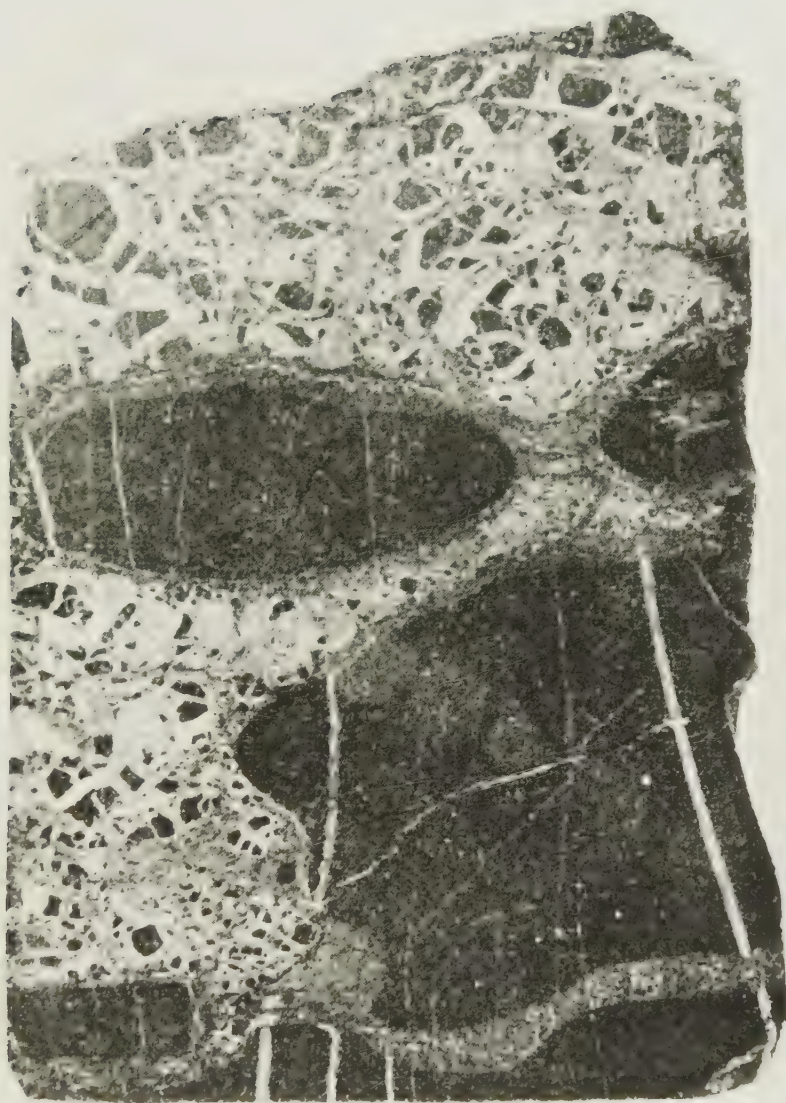
- la matière organique planctonique, marine,
- la matière organique végétale : spores et débris ligneux hérités de la couverture forestière continentale,
- la matière organique resédimentée à partir de formations plus anciennes.

Les variations des pourcentages respectifs de ces différentes matières organiques ont pu être reliées aux variations du milieu de dépôt et des apports.

-:-:-:-:-

LEGENDE DE LA PLANCHE I

Débris ligneux (en noir) usés et roulés dans une accumulation de débris végétaux à la base des Terres Noires de l'écaille de Barcillonnette (Hautes-Alpes). Le ciment est constitué par de la calcite (en blanc) et de la silice remplissant les fractures des débris ligneux.



0 ————— 3 cm

LEGENDE DE LA PLANCHE II

Zone de diagenèse normale

1 - Echantillon A a₉ - Lumière naturelle.

Quartz, micas, calcite dans un fond argilo-calcaire.

2 - Même échantillon, microscope électronique.



1



2

||

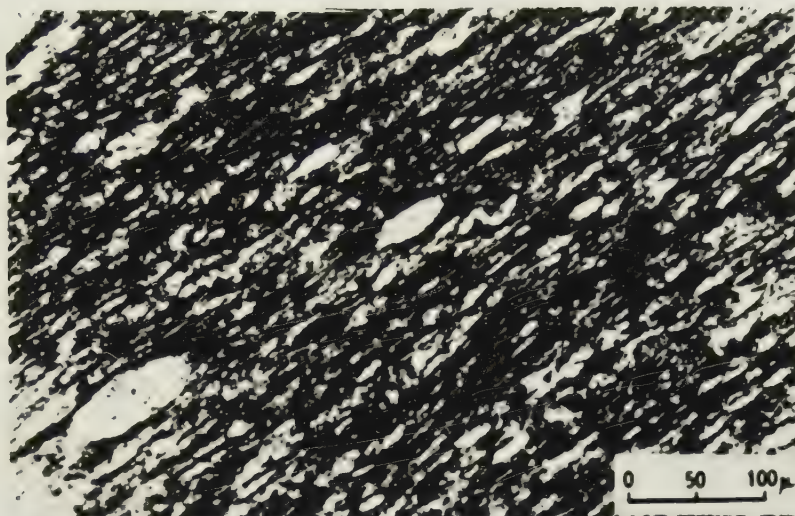
LEGENDE DE LA PLANCHE III

Zone anchimétamorphique

3 - Echantillon A 42. Lumière naturelle.

Les cristaux ocellés sont composés pour $3/4$ de calcite et $1/4$ de quartz. Tissu de séricite, chlorite et oxydes de fer.

4 - Même échantillon au microscope électronique.



3



0 1 μ

4



LEGENDE DE LA PLANCHE IV

PREPARATIONS PALYNOPLANKTOLOGIQUES. EXAMEN EN LUMIERE TRANSMISE.

Terres Noires, Membre supérieur, carotte 3 (1852 à 1861 m).

- Zone de diagenèse normale

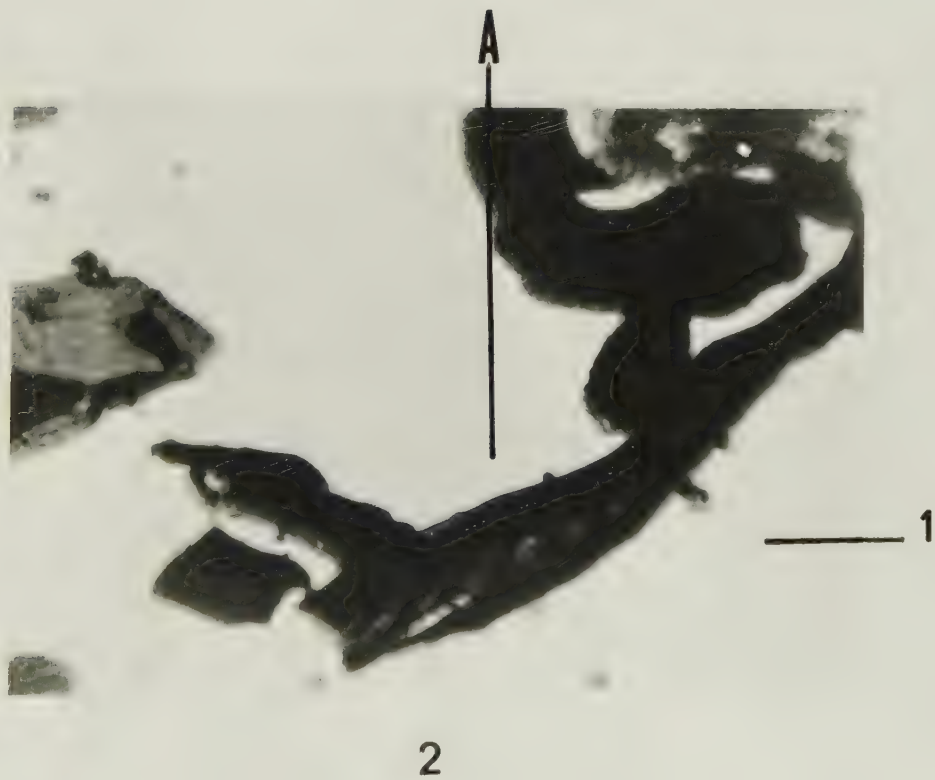
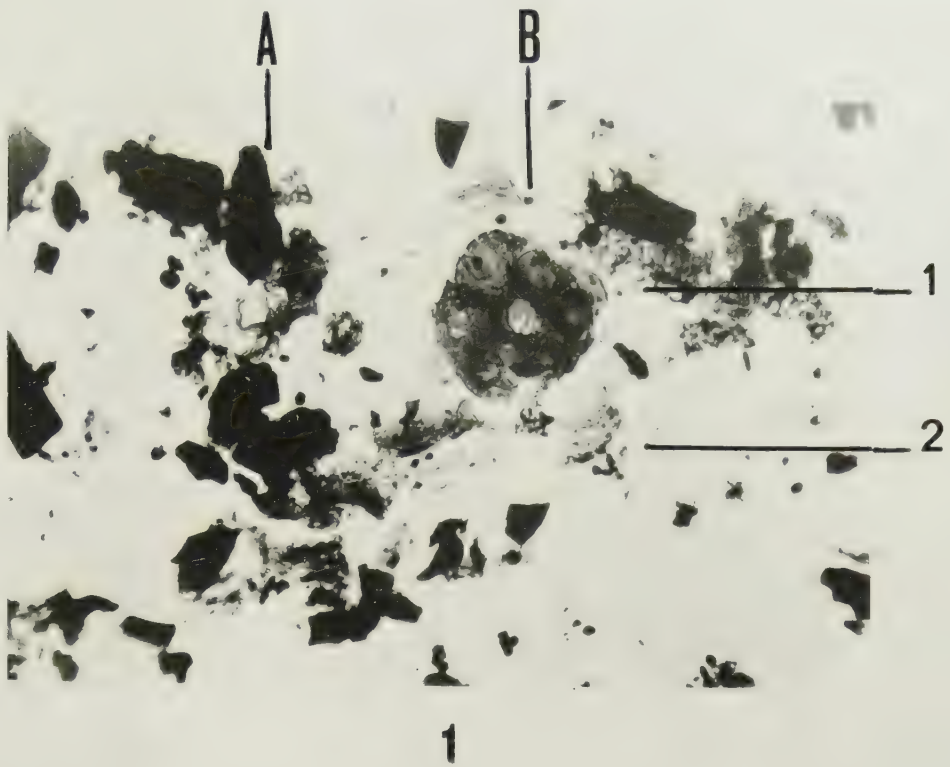
1 - Mélange de plusieurs types de matière organique

A.2 - Débris ligneux

B.1 - Microfossile

B.2 - Matière colloïdale

2 - Détail d'un débris ligneux.



LEGENDE DE LA PLANCHE V

PREPARATIONS PALYNOPLANCTOLOGIQUES, EXAMEN EN LUMIERE TRANSMISE.

Terres Noires, Membre supérieur, carotte 4 (1996,8 à 2005,8 m)

- Zone de diagenèse normale

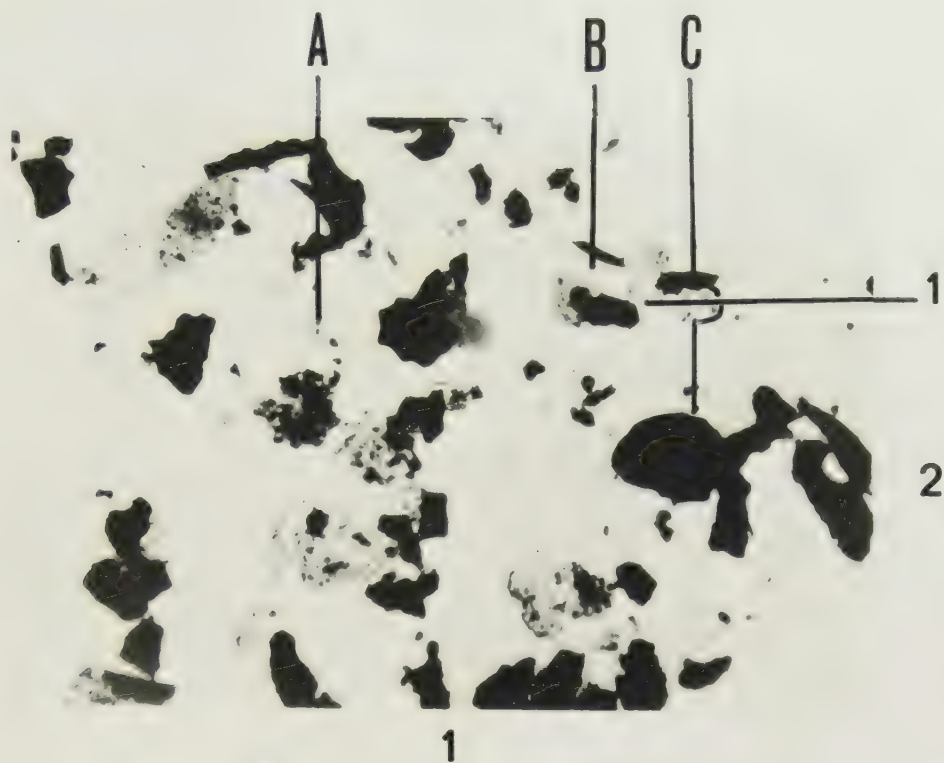
1 - Mélange de plusieurs types de matière organique.

A.1 - Matière colloïdale

B.1 - Spores

C.2 - Débris ligneux.

2 - Détail d'un débris ligneux.



V

LEGENDE DE LA PLANCHE VI

PREPARATIONS POUR L'ETUDE REFLECTOMETRIQUE

BAJOCIEN DU DOME DE REMOLLON

limite supérieure de l'anchizone

1 - Débris ligneux (Trachéide) à fort pouvoir réflecteur

(P.R. = 3,35 %).

Coupe longitudinale.

2 - Débris ligneux (Trachéide) à fort pouvoir réflecteur

(P.R. = 3,35 %)

Coupe transversale.

Grossissement x 480.

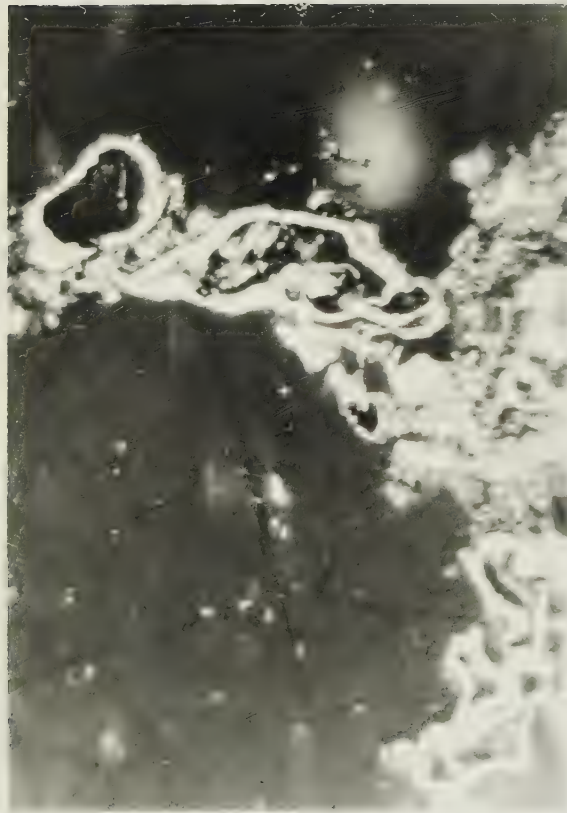
A



1

1

A



1

2

VI

LEGENDE DE LA PLANCHE VII

BAJOCIEN DU DOME DE REMOLLON

Limite supérieure de l'anchizone.

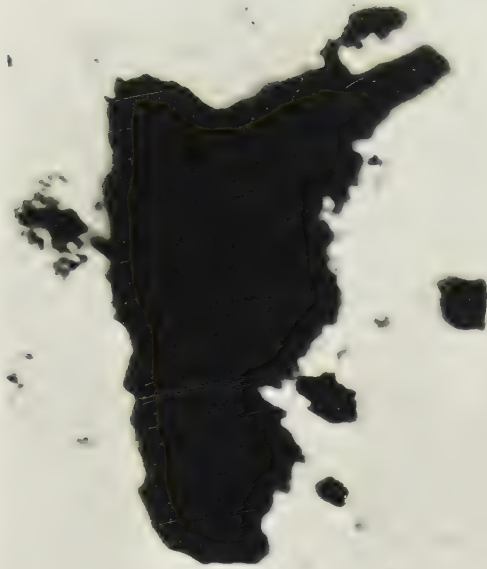
1 - Examen en lumière transmise.

On ne distingue qu'une masse opaque.

2 - Examen en lumière réfléchie.

On distingue de la matière organique amorphe contenant de la pyrite, un gros débris de fusinite et des éléments de vitrinite. Pouvoir réflecteur = 3,60 %.

Grossissement x 480



1



2

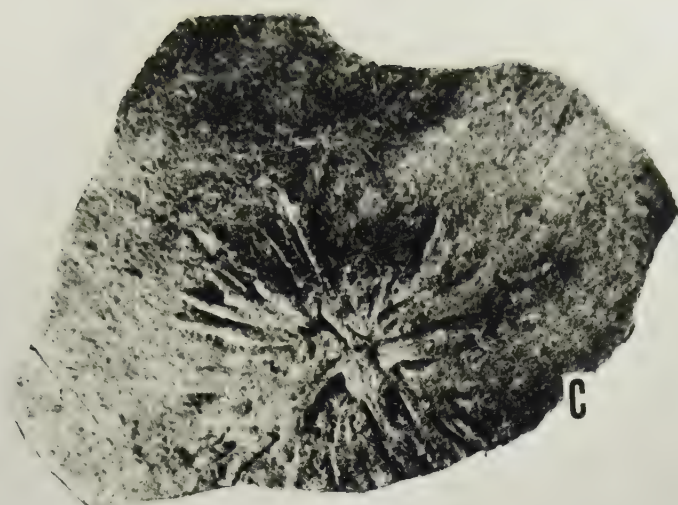
VII

LEGENDE DE LA PLANCHE VIII

ORGANISME INCERTAE SEDIS DU FLYSCH DES KARPATES

d'après NOWAK, W. (1956).

Cet "organisme" peut être interprété comme un moule interne ou comme la trace des mouvements de l'organisme à partir d'un terrier. La surface des plaquettes calloviennes du Membre supérieur des Terres Noires d'Aurel en montrent de parfaitement comparables.



VIII

BIBLIOGRAPHIE

- ALBRECHT, P. et OURISSON, G. (1969) : Diagenèse des hydrocarbures saturés dans une série sédimentaire épaisse (Douala, Cameroun) - Geochim. et Cosmochim. Acta 33, 138-142.
- ALDINGER, H. (1953) - Die Herkunft der sandigen Ablagerungen im Schwabischen Lias und Dogger - Neues Jb. Geol. u. Paläontol. Abh., 97, 220-240.
- ALLIOT, Cl. et COUSTAU, H. (1965) - Aperçu hydrodynamique du Sud-Est - Rapport interne SNPA.
- ALPERN, B. (1959) - Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français - Thèse, Fac. Sc. Paris.
- APRAHAMIAN, J. (1968) - Etude géologique des Montagnes du Beaumont et de la Salette (Isère) (Secteur Sud-Ouest du Pelvoux) - Thèse 3ème cycle, Grenoble 6
- ARGAND, E. (1916) - Sur l'arc des Alpes occidentales - Ecl. Geol. Helv., 14, 145-192.
- ARKELL, W.J. (1956) - Jurassic geology of the world. Traite - Oliver et Boyd, London.
- ARTRU, P. (1965) - Sur la présence de dolomite dans les Terres Noires de l'anticlinorium de Laragne (Hautes-Alpes) - Interpr. paléo-océanographique - Bull. Soc. Geol. Fr., 7, 8, 769-772.
- ARTRU, P. (1966) - Les olistolites du Rion d'Entraix et leur signification paléo-structurale - Bull. Soc. Geol. Fr., 7, 8, 401-404.
- ARTRU, P., ELMi, S. et MANGOLD, C. (1966) - Sur l'âge (Callovien inférieur) du niveau repère médian des Terres Noires du Diois et de la région de Laragne (chaînes subalpines) - Bull. Soc. Geol. Fr., 7, 8, 413-414.
- ARTRU, P. et GAUTHIER, J. (1966) - Etude géochimique d'une séquence des Terres Noires, application au problème de l'écologie de Spongiaires constructeurs - Bull. Soc. Geol. Fr., 8, 3.
- ARTRU, P. (1967) - Sur une accumulation de débris végétaux dans les Terres Noires jurassiques d'Embrun à la vallée du Rhône (France) - C.R. Ac. Sc. Paris, 262, 2696-2698.

- ARTRU, P. (1967) - Le contrôle structural de la sédimentation argileuse dans les Terres Noires jurassiques d'Embrun à la vallée du Rhône (France) - Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., 20, 4, 211-222.
- ARTRU, P. (1968) - Répartition du bore et de quelques éléments traces dans des bassins semi-euxiniques du miogéosynclinal alpin. Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 2, 1, 83-100.
- ARTRU, P. (1968) - Répartition du bore et de quelques éléments traces dans les bassins semi-euxiniques du miogéosynclinal alpin (Terres Noires jurassiques, France Sud-Est) - Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 2, 1, 83-100.
- ARTRU, P. et GAUTHIER, J. (1968) - Evolution géochimique et diagénétique d'une série miogéosynclinale (Lias inférieur à Berriasien) d'après l'étude du sondage de Valvignères (France, Sud-Est) - Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 2, 1, 101-116.
- ARTRU, P. (1969) - Evolution diagénétique des minéraux argileux et de la matière organique dans le sondage "les Angles 1" - Rapport interne SNPA.
- ARTRU, P. (1969) - Etude géochimique du Jurassique du Bassin Rhodanien - Rapport interne SNPA.
- ARTRU, P., FAURE, H., FONTES, J.C., GAUTHIER, J. et KULBICKI, G. (1969) - Etude géochimique des sédiments quaternaires de la Sebkhia des N'Mentcha (Mauritanie) - Communication Ass. Sed. Fr. - Séance consacrée aux évaporites, Pau 1969 (inédit).
- ARTRU, P., BOUROLLEC, J., CORREIA, M. (1971) - Etudes sédimentologiques et géochimiques du Lias des écaillés de Digne, à l'Est de l'anticlinorium de Laragne - Rapports internes SNPA.
- ASSENAT, S. (1972) - Stratigraphie et variation de faciès du Jurassique inférieur de la région de Castellane (Alpes de Provence) - Thèse - Lyon.
- ATAMAN, G. (1964) - Oligo-éléments dans les argiles - Rev. IFP, Sept. 1964, p.958-969.
- ATAMAN, G. (1966) - Géochimie des minéraux argileux dans les bassins sédimentaires marins. Etude sur le bassin triasique du Jura - Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg 25, 237 p.

- ATHERTON, M.P. (1965) - The composition of garnet in regionally metamorphosed rocks - In : Controls of metamorphism, Oliver et Boyd, London, 281-290.
- BAER, A. (1959) - L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar (relations entre socle avec la couverture). Bull. Soc. Neuchateloise de Sc. Nat., 82, 3.
- BAJOR, M. et VAN DER WEIDE B. (1967) - Effets de la diagenèse sur la distribution des amino-acides dans les sédiments - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1, 1, 173-186.
- BAJOR, M., ROQUEBERT, M.H. et VAN DER WEIDE, B. (1969) - Transformation de la matière organique sédimentaire sous l'action de la température - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 1, 113-124.
- BARBIER, R. (1948) - Les zones ultra-dauphinoise et sub-briançonnaise entre l'Arc et l'Isère - Mém. Serv. Carte Géol. Fr.
- BARBIER, G. et CHABANNES, J. (1953) - Sur l'adsorption des borates par des argiles - C.R. Ac. Sc., t.236, p.966-967.
- BARBIER, R. (1960) - Les reliefs vindéliciens et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias - In : Colloque sur le Lias français, Chambéry, Mém. B.R.G.M., 4, 691-964.
- BARBIER, R., BLOCH, J.P., DEBELMAS, J., ELLENBERGER, J., FABRE, J., FREYS, R., GIDON, M., GOGUEL, J., GUBLER, Y., LANTEAUME, M., LATREILLE, M. et LEMOINE, M. (1961) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée -
- BARNES, M.L. et STEMPROK, M. (1967) - Ore solutions chemistry - Solubility of HgS in sulfide solutions - Econ. Geol. 62, 957-982.
- BARNES, H.L. (1971) - Sphalerite solubility in ore solutions of the Illinois - Wisconsin district. - Econ. Geol. Monog. Contribution nb. 66-77, 3, 326-332.
- BARNES, H.L. et CZAMANSKE, G.K. - Solubilities and transport of ore minerals - Econ. Geol.

- BARROW, G. (1893) - On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the South-East Highlands of Scotland - Quart. J. Geol. Soc. London, 49, 330-358.
- BARON, G. et FAVRE, J. (1958) - Etat actuel des recherches en direction de la synthèse de la dolomie - Rev. Inst. Fr. Pétrole, 13, 7-8, 1067-1085.
- BARON, G. (1960) - Sur la synthèse de la dolomite - Application du phénomène de dolomitisation - Rev. Inst. Fr. Pétrole, 15, 3-68.
- BEALES, F.W. et ONASIK, E.P. (1970) - Stratigraphic habitat of Mississippi Valley type orebodies - Inst. of Mining and Metallurgy, Am., B.145-B.153.
- BELL, H.S. (1942) - Density currents as agent for transporting sediments - Journ. of Geol., 50.
- BENEO, E. (1956) - Il problema "Argille scagliose" - "Flysch" in Italia - Bull. della Soc. Geol. Ital., vol.LXXV, 1956, fasc.3.
- BLANC, J.J. (1960) - Campagne de la Calypso en Méditerranée Nord orientale (1960). Ann. Inst. Océan. Monaco, 41, 6, 219-270.
- BLEICHER, M. (1892) - Origine et nature des concrétions des terrains marneux du Jurassique de Lorraine - Manuscrit inédit - Bibliothèque Ecole Nat. Sup. Géol., Nancy n°427.
- BODELLE, J. (1965) - Lacunes et réductions d'épaisseur du Lias moyen et supérieur au Nord-Est de Sisteron - Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 6, 5, 645-649.
- BONATTI, E. (1966) - Deep-sea authigenic calcite and dolomite - Science 153, 534-537.
- BORCHERT, H. et MUIR, R.O. (1964) - Salt deposits - Van Norstrand (London).
- BREDEHOEF, J. et al. (1963) - Possible mechanism for concentration of brines in subsurface formations - B.A.A.P.G., 47, 2.
- BORDENAVE, M., COMBAZ, A. et GIRAUD, A. (1966) - Influence de l'origine des matières organiques et de leur degré d'évolution sur les produits de pyrolyse du kérogène - III intern. Meeting, on organic Geochemistry London (Comm. orale).

- BRINDLEY, G.W. (1956) - Allevardite, a swelling double-layer mica mineral - Amer. Min., 41, 91-103.
- BRINDLEY, G.W. et GILLERY, F.K. (1956) - X-Ray identification of chlorite species - Amer. Min., vol.41, pp.169-186.
- BRUDERER, W. (1924) - Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar du Trias à l'Argovien - Thèse, éditeur Marchino, Lausanne.
- BÜCHI, U.P. et al. (1968) - Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum - Bull. Ver. Schweizer. Petrol. Geol. U. Ing., 82, 7-38.
- BURT, F.A. (1932) - Formative processes in concretions formed about fossils as nuclei - Journ. of sedimentary Petrolog., 2, 1, 38-46.
- BUTTER, B.C.M. (1965) - Composition of micas in metamorphic rocks - In : controls of metamorphism - Oliver et Boyd, London, 291-298.
- CAILLIERE, S. et HENIN, S. (1950) - Allevardite - C.R. Acad. Sc. Paris, 230, 668-669.
- CHAMLEY, H. (1969) - Quelques modalités de la sédimentation argileuse marine aux environs de l'Ile de Crête - Bull. Musée Anthropol. prehist. de Monaco, 14, 25-47.
- CHAMLEY, H. (1971) - Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée - Thèse, Marseille.
- CHARPIOT, R. (1966) - Contribution à l'étude du Lias du sillon rhodanien. Relations entre les caractères pétrographiques et géochimiques - Thèse 3ème cycle Sédim. et Micropal. Dijon, 184 p.
- CHENEVOY, M. et RAVIER, J. (1971) - Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central français - In Geologie du Massif Central, Symposium Jean Jung, Clermont-Ferrand (à l'impression).
- CHENNAUX, G. et DUNOYER de SEGONZAC, G. (1968) - Etude pétrographique de la pyrophyllite du Silurien et du Dévonien au Sahara - Répartition et origine - Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 20, 4, 195-210.
- CHENNAUX, G., DUNOYER de SEGONZAC, G. et FERRUCIO PETRACCO (1970) - Genèse de la pyrophyllite dans le Paléozoïque du Sahara occidental - C.R. Ac. Sc. Paris, t.270, p.2405-2408.

CHILINGAR, G.V. (1959) - Is primary dolomite favored by high or low pH ? -
Journ. Sed. Petrol., 29, 1, 118.

CHILINGAR, G.V. et BISSEL, H.J. (1965) - High pH and primary dolomite, (a reply)
Sedimentology, 5, 3, p.256.

C.N.E.X.O. (1970) - Résultats de la campagne de flexo-électro-carottage en
Méditerranée Nord-occidentale, 3 Avril-27 Mai 1970 - Publ. C.N.E.X.O.
n°02, 395 p.

COADOU, A. (1971) - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique
du Lias dans les écaillés de Digne - Rapport interne SNPA et Ecole Nat.
Sup. Mines de Paris.

COLLIGNON, M. (1943) - Bull. trim. Section Isère Club Alpin Fr., n°3, p.31.

COLLIGNON, M. et SARROT-REYNAULD, J. (1961) - Succession des zones d'ammonites
du Lias dans le Dôme de la Mure et ses bordures - Colloque sur le Lias
français - Mém. BRGM, 4, 686-690.

COLO, G. et LEDUC, F. (1958) - Etude géologique de la région Aubenas - Vallée de
la Ligne (Ardèche) - Rapport interne SNPA, n°287.

COMBAZ, A. (1964) - Les Palynofaciès - Revue de Micropaléontologie, 7, 3,
205-218.

CONNAN, J. et GIRAUD, A. (1968) - Caractérisation de la matière organique de
quelques sédiments marins récents - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 1,
117-130.

CONNAN, J. (1970) - Contribution à la connaissance de la matière organique de
quelques sédiments marins ou lacustres - Thèse, Strasbourg.

CONNAN, J. (1971) - Thermal evolution of asphalts from the Aquitaine Basin
(S.W. France) - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 6, 1, 10 p.

CORREIA, M. (1969) - Contribution à la recherche de zones favorables à la genèse
du pétrole par l'observation microscopique de la matière organique figu-
rée - Rev. Inst. Fr. Pétrole, 14, 12.

COUCH, E.L. et GRIM, R.E. (1968) - Boron fixation by illites - Clays and Clay
Minerals, 16, 249-256, Pergamon.

COUSTAU, H. et LACOIN, M. (1971) - Etude géothermique du bassin rhodanien -
Rapport interne SNPA.

CZAMANSKE, G.K. (1959) - Sulfide solubility in aqueous solution - Econ. Geol. 54, 57.

DAPPIES, E.C. (1959) - Le comportement de la silice au cours de la diagenèse - Traduction BRGM n°3620.

DEBELMAS, J. (1955) - Les zones sub-briançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallonise et Guillestre (Hautes-Alpes) - Mém. Serv. Carte Géol. France, 171 p.

DEBELMAS, J., GIDON, M. HACCARD, D., LEMOINE, M. PERRIAUX, J. (1964) - Réunion extraordinaire Soc. Geol France dans le briançonnais (H.A.) - C.R.S. Soc. Geol. Fr., 11, 434-472.

DEBELMAS, J. et LEMOINE, M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents - l'Information scientifique, 1, Baillière éd. Paris.

DEBELMAS, J. et LEMOINE, M. (1970) - The Western Alps : palaeogeography and structure - Earth Sc. Rev., 6, 221-256.

DEBYSER, J. (1957) - Contribution à l'étude des sédiments organiques de la mer Baltique - Rev. Inst. Fr. Pétrole, 12, 3-13.

DEGENS, E.T., WILLIAMS, E.G. et KEITH, M.L. (1957) - Environmental studies of Carboniferous sediments. Part. I : Geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales - B.A.A.P.G., 41, 11, 2427-2455.

DELCEY, F. (1961) - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique Ardéchois - Thèse Paris.

DELCEY-LEDUC, F. (1961) - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique ardéchois - Thèse Univ. Paris.

DELFAUD, J. et GAUTHIER, J. (1968) - Contribution à la connaissance de l'environnement des dépôts carbonatés de plateforme. Caractères géochimiques et sédimentologiques du Jurassique Nord-Aquitain - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 2, 347-384.

DESOIGNIES, J. et DELCEY-LEDUC, F. (1959) - Etude géologique de la région Aubenas La Voulte (Ardèche) - Rapport interne SNPA n°376.

- DIETERICH, E. (1932) - Einige stratigraphische Beobachtungen in weissen Jura et Wastembergs - Central Bl. Min., B, p.242-249.
- DICKSON, F.W. (1966) - Solubilities of metallic sulfides and quartz in hydrothermal sulfide solutions - Bull. Volcanol. 29, 605-628.
- DIEULAFAIT (1870) - Etude sur les couches comprises entre la formation jurassique moyenne et la formation crétacée dans les Alpes de Grenoble à la Méditerranée - Bull. Soc. Geol. Fr., 2, 27, p.673-679.
- DORN, P. (1932) - Untersuchungen über fränkische Schwammriffe - Abh. geol. Landesunters bayer. Obergamt, p.13-44.
- DOZY, J.J. (1970) - A geological model for the genesis of the lead-zinc ores of the Mississippi Valley, USA, Ph.D. - Am. Inst. Min. and Mett., Aout 1970, 163-169.
- DUNOYER de SECONZAC, G. (1964) - Les argiles du Crétacé supérieur dans le Bassin de Douala (Cameroun), Problèmes de diagenèse - Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., 17, 287-310.
- DUNOYER de SECONZAC, G., ARTRU, Ph. et FERRERO, J. (1966) - Sur une transformation de minéraux argileux dans les Terres Noires du bassin de la Durance. Influence de l'orogénie alpine - C.R. Acad. Sc. Paris, 262, 2401-2404.
- DUNOYER de SECONZAC, G. (1968) - The birth and development of the concept of diagenesis (1866-1966) - Earth Sc. Rev. 4, 153-201.
- DUNOYER de SECONZAC, G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme - Thèse, Univ. de Strasbourg.
- DZULINSKY, S., KŚIAZKIEWIECZ, M., KUENEN, Ph.H. (1959) - Turbidites in flysch of the polish Carpathian Mountains - Bull. Geol. Soc. America, 70, p.1089-1118.
- EINSELE, G. et MOSEBACH, R. (1955) - Zur Petrographie, Fossilerhaltung und Entstehung der Gesteine des posidonienchiefers im Schwabischen Jura - Neues Jb. Geol. U. Palaont., Abh., 101, 3, 319-430.

- ELLENBERGER, F. (1951) - Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence dans la préorogénèse alpine - C.R. sm. Soc. Geol. Fr., 1951, 133-136.
- ELLENBERGER, F. (1958) - Etude géologique du Pays de Vanoise - Mém. Expl. Carte Geol. France.
- ELLOY, R. et FABER, J. (1962) - Stratigraphie, sédimentologie et paléogéographie du Crétacé moyen et supérieur du Bassin de Valreas et son pourtour - Rapport interne SNPA.
- EMERY, K.O. (1958) - Southern California basins - In Habitat of oil - Am. Ass. Petrol. Geol., p.955-994.
- EMERY, K.O. (1962) - Influence of turbid currents upon basin waters - Limn. et Ocean., 7, 4, 439-446.
- EMERY, K.O. et HULSEMAN, J. (1962) - Santa Barbaran basin, a semi-euxinic sedimentary environment - Geol. Soc. Am. Sp. Paper, 68.
- ENAY, R. (1966) - L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Etude stratigraphique - Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon fasc.VIII, 1 et 2, 624 p.
- ESQUEVIN, J., STEVAUX, J. et OERTLI, H. (1960) - Etude des Terres Noires de Buis-les-Baronnies et Jonchères - Rapport interne SNPA.
- ESQUEVIN, J. et KULBICKI, G. (1965) - Etude géochimique des séries marneuses de la Drôme - Rapport interne SNPA.
- ESQUEVIN, J. (1969) - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 1, 147-154.
- ESKOLA, P. (1920) - The mineral facies of rocks - Norsk Geol. Tidsskr., 6, 143-194.
- EYSSAUTIER, M. (1968) - Carte des isopathes du socle du bassin rhodanien - Rapport interne SNPA.
- FABER, J. et MAILLARD, M. (1958 à 1960) - Sondages de Brezins, St-Lattier, Vallon, Valvignères, Villeneuve de Berg - Rapports internes SNPA.
- FALLOT, P. (1960) - Livre à la mémoire de P.FALLOT consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe - T.I. 1960-1962.

- FISCHER, E. (1913) - Geologische Untersuchung des Locheengebiets bei Balingen - Geol. palaeont. Abh. N.F. Bd.II, 267-336.
- FLANDRIN, J. (1962 à 1971) - Notice des cartes géologiques au 1/50.000, feuilles : Luc-en-Diois, Serres, Sederon, Dieulefit - Serv. Carte Geol. France, Paris.
- FLANDRIN, J. (1963) - Remarques stratigraphiques, paléontologiques et structurales sur la région de Séderon - Bull. Serv. Carte Géol. France, n°272, 59, 815-845.
- FLANDRIN, J., MOUILLADE, M. et PORCHIAULT, B. (1965) - Excursion géologique inter-universitaire dans la fosse vocontienne - inédit. Lyon, Dept. Sc. de la Terre, 37 p.
- FLANDRIN, J. (1967) - Sur l'âge des principaux traits structuraux de Diois et des Baronnies - Bull. Soc. Geol. Fr., vol.7, 8, 375-385.
- FLORES, G. (1956) - Intervento alla comunicazine dell' Ing. enzo Beneo dal tetolo - "Les résultats des études pour la recherche pétrolière en Sicile", letta al quarto congresso Mond. del Petrolio, section 1/A/2, Roma, Grugno 1955 - "Boll Soc. Geol. Ital.", vol.LXXV, fasc.3, pp.221-227.
- FLORES, G. (1959) - Evidence of slump-phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily - World Petroleum Congress, Proceedings, section I, New-York 1959.
- FORSSELL, D.W. (1963) - Hydrogen sulfid basins and a stagnant period in the Baltic sea - J. Geophys. Res. USA, 68, 13, 4009-4016.
- FONTES, J.C., FRITZ, P., GAUTHIER, J. et KULBICKI, G. (1967) - Minéraux argileux, éléments-traces et composition isotopique ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) dans les formations gypsifères de l'Eocène supérieur de Cormeilles-en-Parisis - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1, 2, 315-366.
- FONTES, J.C., KULBICKI, G., LETOLLE, R. (1969) - Les sondages de l'atoll de Mururoa : aperçu géochimique et isotopique de la série carbonatée - Cahiers du Pacifique, 13, 1969.
- FORSTER, M.D. (1962) - Interpretation of the composition and classification of chlorites - U.S. Geol. Survey, Prof. Paper., 414.A, 33 p.
- FOURMARIER, P. (1953) - Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissées - 19ème Congrès Geol. Inter., section 3, 3, 117-131.

- FOURNIE, D. (1968) - Etude microstratigraphique du sondage "Les Angles 1" - Rapport interne SNPA.
- FRANK, R. (1937) - Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwest Deutschland - Mitt. Min. Geol. Inst. der Techn. Hochschule, Stuttgart, 32.
- FRAUTSCHI, J.M. (1971) - Etude pétrographique par roentnographie de la Molasse d'eau douce inférieure de quelques forages du bassin molassique suisse - Univ. de Neuchâtel.
- FREDERICKSON, A.F. et REYNOLDS, R.C. (1960) - Geochemical method for determining paleosalinity in clays and clay minerals - 8 th Nat. Conf. Calys. and Clay - Minerals, Proc. Pergamon Press, Oxford, 203-213.
- FREY, M. (1969) - A mixed-Layer Paragonite-Phengite of Low - grade metamorphic Origin Contr. Mineral and Petrol., 24, 63-65.
- FREY, M. (1970) - The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis, sedimentology, 15, p.261-279.
- FREY, M. et NIGGLI, E. (1971) - Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad - Mineral. und Petrog. Mitt., 51, 1, 229-234..
- FRIEDERICKSON, A.F. et REYNOLDS, R.C. (1960) - How measuring paleosalinity aids exploration - Oil Gas Journal USA, 58, 154-158.
- FRITZ, G.K. (1958) - Schwammtotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im weissen Jura der Schwäbischen Alb. - Arb. Geol. Palaeont. Inst. Techn. Hochschule Stutt. N.F., 13.
- FULLER, M.L. (1920) - Carbon-ratios of Carboniferous coal of Oklahoma and this relation to petroleum - Econ. Geol., 15.
- GARIEL, O. (1961) - Le Lias du Dôme de Remollon (Hautes-Alpes) - Colloque sur le Lias français, Chambéry - Mem. BRGM, 4, 697-706.
- GARNIER (1878) - Notice sur la collection d'efflorescences recueillie dans les Terres Noires des Hautes et Basses-Alpes et de la Drôme - Exp. Univ. de 1878 - Ministère de l'Agriculture et du Commerce, adon. des Forêts, 26 p.

- GAUTHIER, J. (1965) - Etude géochimique du Jurassique de la Drôme - Rapport SNPA inédit.
- GAUTHIER, J. (1967) - Minéraux argileux et éléments-traces du passage Bathonien-Callovien dans le Nord-Est du bassin Parisien (France) - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1, 1, 111-124.
- GAY, M. (1971) - Le Massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes, franco-italiennes) - Thèse, Lyon.
- GEYMARD, E. (1830) - Minéralogie du Dauphiné
- GIDON, P. (1951) - Couverture mésozoïque du massif cristallin à l'Est du Pelvoux - C.R. Ac. Sc., t.233, p.1046-1048.
- GIDON, M., PAIRIS, J.L., ARNAUD, H., APRAHAMIAN, J., USELE, J.P. (1970) - Les déformations tectoniques superposées du Devoluy méridional (H.-A.) - Trav. Lab. Geol. Grenoble, 46, 87-110.
- GIGNOUX, M. et MORET, L. (1938) - Description géologique du Bassin supérieur de la Durance - Trav. Lab. Geol. Grenoble, 21.
- GIGNOUX, M. (1950) - Geologie stratigraphie - 4ème éd. Masson, Paris, 735 p.
- GIGNOUX, M. et MORET, L. (1952) - Geologie dauphinoise (2ème édition) Masson, Paris, 391 p.
- GOGUEL, J. (1947) - Recherches sur la tectonique des Chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors - Bull. Serv. Carte Géol. Fr. 46, 223, 1-46.
- GOLDSCHMIDT, V.M. et PETERS, C. (1932) - Zur Geochimie des Bor- Teil I und II - Nach. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. KI, 402-407 et 528-545.
- GONNARD, F. (1899) - Etude cristallographique du quartz des géodes des marnesxfordiennes de Meylan (Isère) - Bull. Soc. Fran. Minéral. Crist., 22, 94-131.
- GOGUEL, J. (1938) - Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance - Bull. Serv. Carte Géol. France, t.XLI, n°202.
- GOTTIS, M. (1952) - Reconnaissance du Bassin rhodanien - Etude de l'anticlinal de Die - Rapport interne R.A.P.

- COTTIS, M. (1957) - Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc -
Thèse, Fac. Sc. Montpellier, Tex éd. Bordeaux, 321 p.
- GOVOROV, I. (1971) - Solubility and deposit conditions of lead and zinc sulphides in hydrothermal solutions of alkalies, carbonates and halides -
Int. Geol. Cong. Moscow 1971 (In press).
- GRAS, S. - Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes avec
description géologique des terrains qui constituent ce département avec
indications des gites minéraux utiles qui s'y trouvent contenus -
in 8ème, 224 p., 1 pl., 1 carte, Grenoble.
- GREBER, G. (1965) - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes Françaises -
Mémoire du BRGM.
- GRIM, R.E. (1953) - Clay minerals - Mc.Graw-Hill Co., New-York, 384 p.
- GRIM, R.E. (1958) - Concept of diagenesis in argillaceous sediments - Bull. Am.
Ass. Petr. Geol., 42, 2, 246-254.
- GROUPE DE TRAVAIL SUD-EST - CEP, COPEFA, PREPA, SNPA (1961) - Bassin Rhodanien,
du secondaire - Notice explicative des cartes au 1/200.000 et au
1/500.000 - Rapport interne COPEFA.
- GRUBENMANN, V. (1904) - Die Kristallinien Schiefer - Bornträger, Berlin.
- GUBLER et al. (1966) - Essai de nomenclature et caractérisation des principales
structures sédimentaires - Technip, Paris.
- GUETTARD, M. (1782) - Description de la France - Gouvernement du Dauphiné -
Tome I, Minéralogie du Dauphiné, Paris.
- GUNZLER-SEIFFERT, H. (1941) - Persistente Brüche im Jura der Wildhorn - Decke des
Berner Oberlandes - Eclogae Geol. Helv., vol.34, p.164-172.
- GUIGNAR, J.D. (1968) - Rapport de fin de sondage "Les Angles 1" - Rapport interne
SNPA.
- GUILLAUME (1938) - Observations sur la limite inférieure des Marnes à Posidonomya alpina entre Digne et Castellane - C.R. Soc. Géol. France, 1938,
p.198.

- HALLAM, A. (1962) - Une bande de concrétions calcaires extraordinaires dans le Lias supérieur du Yorkshire, en Angleterre - J. Sediment. Petrol., 32, 4, 840-847.
- HARDER, H. (1959) - Beitrag zur Geochimie des Bors-II, Bor in Sedimenten - Nach. Akad. Wiss. Göttingen, Math., Phys., 6, 123-183.
- HARASSOWITS, H. (1927) - Anchimetamorphose des Gebiet zwischen Oberflächen und Tiefenwandlungen der Erdrinde - Ber. Oberhess. ges. Nat.
- HAUG, H.G. (1891) - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes française - Bull. Serv. Carte Geol. France, 3, 21, 197 p.
- HENIN, S., ESQUEVIN, J. et CAILLERE, S. (1954) - Sur la fibrosité de certains minéraux de nature montmorillonitique - Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 77, 491-499.
- HERSEY, J.B. (1957) - Sedimentary Basins of the Mediterranean sea - Submarine geology and geophysics, 17th Symposium Colston Soc. Bristol, p.75-89.
- HITCHON, B. et al. (1969 et 1971) - Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary Basin - Geochim. Cosmochim. Acta, 33 et 35, 1321-1349 et 567-598.
- HOAGLAND, A.D. (1971) - Appalachian strata-bound Deposits : their essential features genesis and the exploration problem - Econ. Geol., 66, 805-810.
- HUBBERT, M.K. et RUBEY, W.W. (1959) - Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting - Geol. Soc. Am. Bull. 70, 2, 115-206.
- HUBBERT, F.J. (1964) - Textural evidence for deposition of many western north atlantic deep sea sands by ocean - Bottom currents rather than turbidity currents - The Journal of Geology 72, 6.
- HUGHES, P.W., BRADLEY, W.F., GLASS, H.D. (1960) - Mineralogical analysis of carbonate rocks by X-Ray diffraction - Journ. of sed. petrology, 30, 4, 619-621.
- HUNT, J.M. (1961) - Distribution of hydrocarbons in sedimentary rocks - Geochimica et Cosmochimica Acta, 22, 37-49.

- IRELAND, H.A. et al. (1959) - Silica in sediments, a symposium - Society of économic paleontologists and mineralogists, special publication, n°7.
- JACKSON et BEALES, F.W. (1967) - An aspect of sedimentary basin evolution : the concentration of Mississippi Valley-type ores during late stager of diagenesis - Bull. Can. Petrol. Geol., 15, 4.
- JANSA, L. et DURCAKOVA, L. (1965) - "Clay minerals with mixed illite-montmorillonite structures in the Carboniferous of the Ostrava district" - C.A.S. Mineral. Geol., 10, 4, 391-402.
- JEFFERIES, R.P.S. and MINTON, P. (1965) - The mode of life of two Jurassic species of "Posidonia" (Bivalvia) - Paleontology, 8, 1, 156-185.
- KASHIK, S.A. (1965) - Replacement of quartz by calcite in sedimentary rocks - Geochemistry international, 2, 1.
- KILIAN, W. (1895) - Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron (Basses-Alpes) - Bull. Soc. Geol. Fr., 3, 23, p.659.
- KILIAN, W. (1888) - Renseignements oraux, in E.Haug (1891).
- KNILL, J.L. (1959) - Axial and marginal sedimentation in a geosynclinal basin - Journ. of Sed. petrology, 29, 3, 317-326.
- KNITZCHE, G. (1965) - Küpferschiefer im sudöstlichen Harzvorland - Freiberg Forschunghefte, c.193.
- KOSSOVSKHA, A.G., SHUTOV, V.D. (1957) - Essai d'analyse stadiale des roches terrigènes de la région géosynclinale - Méthode d'étude des roches sédimentaires - Ann. du Serv. Inf. Géol. BRGM, 35, p.267-283.
- KUBLER, B. (1964) - Les argiles, indicateurs du métamorphisme - Rev. Inst. Fr. Pétrole, 19, 10, 1093-1113.
- KUBLER, B. (1964) - L'anchimétamorphisme dans le Nord de la France - Rapport interne C.F.P.
- KUBLER, B. (1966) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme - Inst. Géol. Univ. Neuchatel - Etages tectoniques, Colloque de Neuchatel, 18-21 Avril 1966, 122 p.

- KUBLER, B. (1966) - Gironville 101 - Etude de la fraction fine des roches paléozoïques - Rapport interne SNPA.
- KUBLER, B. (1967) - Anchimétamorphisme et schistosité - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1, 2, 259-278.
- KUBLER, B. (1968) - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 2, 385-398.
- KUENEN, Ph.H., MIGLIORINI, C.I. (1950) - Turbidity currents as a cause of graded bedding - Journ. of Géol., 58, 91-127.
- KUENEN, Ph.H. (1957) - Longitudinal filling of oblong sedimentary basins - Verhand. Kon. Nederl. geol. Mybn. genootschap., 18, 189-195.
- KULBICKI, G. et MILLOT, G. (1961) - Diagenesis of clays in sedimentary and petroliferous series - Clays and clay minerals, vol.10, 329-330.
- KULBICKI, G., ESQUEVIN, J., LUCAS, J. (1962) - Oligo-éléments dans les argiles - Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 1962, p.174.
- KULBICKI, G. et RUMEAU, J.L. (1967) - Influence du milieu sur les teneurs en éléments-traces de vases marines du Golfe de Gascogne - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1, 1, 125-141.
- KULBICKI, G., SOURISSE, C. et BARADAT, J. (1967) - Analyse U.V. des standarts américains - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1, 2.
- KULBICKI, G. et STEVAUX, J. (1967) - Sur la salinité de la mer silurienne au Sahara - Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 19, 3-4, 205-212.
- KULBICKI, G., SOURISSE, C. et CAZABAT, V. (1968) - Aspects actuels du traitement sur ordinateur des données géochimiques au C.R.P. - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 1, 191-212.
- KULBICKI, G. et RUMEAU, J.L. (1969) - Caractérisation géochimique des conditions d'oxydo-réduction dans une sédimentation marine carbonatée. Exemple de la Keg River Formation (N.W. Alberta, Canada) - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 1, 155-166.

- MEYER, D., BUDDE, F. et L. H. F. (1960) - Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques - Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 45, 855-874.
- LACROIX, (1901 à 1909) - Minéralogie de la France et de ses colonies (deuxième édition 1924) - Lib. Ch. Béranger, Paris.
- LADOUCETTE (1834) - Histoire, topographie, antiquités, usages, dialectes des Hautes-Alpes - Bull. Soc. Géol. France, 1, 4, 381-383.
- LAFFITE, R. (1949) - Sédimentation et orogénèse - Ann. Hébert et Haug VII, p.239-259.
- LACNAU-PENNET, L. (1951) - Sur les gisements à spongiaires siliceux du Jurassique supérieur français - Bull. Soc. Géol. France, 5, 1.
- LANDERGRÉN, S. (1959) - Sur la distribution du bore dans les sédiments marins argileux - Coll. Intern. C.N.R.S., 83, 29-32.
- LANG, W.B. (1959) - The origin of some natural dioxide gases - Journ. Geophys. Research., 64, 1, 127-131.
- LANCSETH, M.G. Jr. (1969) - The flow of heat from the earth and its global distribution at the surface - Am. I.A.A. 4th Conf. Thermophysics San Francisco, AIAA pap. 69-589.
- LANQUINA, A. (1935) - Le Jurassique moyen et supérieur des chaînes provençales et alpines entre le Var et la Durance - Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 40, 198, 1-301.
- LANTEAUME, N. (1962) - Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes de Flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins - Bull. Soc. Géol. Fr., 4, 5, 627-643.
- LATREILLE, N. (1954) - Un équivalent de la brèche du Télégraphe dans l'Oxfordien de la région d'Ancelle (Massif de Prolit, Hautes-Alpes) - C.R. Sc. Soc. Géol. France, 11, 230-232.
- LEMCKE, K. et WAGNER, R. (1961) - Zur Kenntnis des vortertiären Untergrundes im Bodenseegebiet - Bull. Ver. Schweizer. Petrol. Geol. u. ing., 27, 73, 9-14.

- LEMOINE, M. (1960) - Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé - C.R. som. Soc. Géol. Fr., 102-103.
- LEMOINE, M. (1963) - Le problème des relations des schistes lustrés piémontois avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes - Geologischen Rundschau, 53, 113-131.
- LEMOIGNE, Y. (1966) - Sur une nouvelle espèce de coniférale jurassique provenant des Terres Noires du bassin de la Durance (*Dadoxylon alpinum* n.sp.) B.S.G.F., 7, 8, 393-397.
- LESTANG (de) J. (1971) - Etude géologique des régions de la Motte du Caire, Faucon du Caire, Turriers et Clamensane - Rapport interne SNPA.
- LE TRAN, K. (1971) - Contribution à l'étude des hydrocarbures gazeux adsorbés - Exploitation graphique et essai d'interprétation des diagrammes - Rapport interne SNPA.
- LE TRAN, K., et VAN DER WEIDE, B. (1971) - Détermination automatique du degré de carbonisation de la matière organique des roches - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 2, 199-472.
- LE TRAN, K. (1971) - Etude de l'hydrogène sulfuré adsorbé dans les roches sédimentaires - Rapport interne SNPA.
- LEUTWEIN, F. (1966) - Geochemische Characteristica mariner Einflüsse in Torfen und anderen quaternären Sedimenten - Geol. Rdsch., 55, 1, 97-112.
- LE RICHE, H.H. (1959) - The distribution of certain trace-elements in the Lower Lias of Southern England - Geochim. Cosmochim. Acta, 16, 101-122.
- LOGAN, B.W. et al. (1970) - Carbonate sedimentation and environments - Sharh Bay, Western Australia - Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 13.
- LOMBARD, A. (1956) - Géologie sédimentaire, les séries marines - Masson et Cie Paris, 722 p.
- LOMBARD, A. (1963) - Laminites : a structure of flysch type sediments - Jour. sed. Petrol., 33, 1, 14-22.

- LOMBARD, A. (1967) - Paléosédimentation de bassins de type miogéosynclinal helvétique dauphinois - Rev. Geogr. Phys. Géol. dynam., Mai-Juin 1967.
- LORY, Ch. (1858) - Carte géologique du Dauphiné (Isère, Drome, Hautes-Alpes).
- LORY, P. (1896-1897) - Devoluy et région avoisinantes - Feuilles au 1/80.000 de Die, Gap, Vizille - Trav. Lab. Géol. Grenoble, 4, 1.
- LORY, P. (1905) - Recherches sur le Jurassique moyen entre Grenoble et Gap - Ann. Un. Grenoble, 17, 1.
- LORY, P. (1913) - Stratigraphie du Jurassique inférieur et moyen de la région de La Mure - Bull. Serv. Carte Géol. France n°133, p.177.
- LORY, P. (1913) - Feuille Vizille au 1/80.000ème - Compte rendu des collaborateurs du Serv. de la Carte Géol. de la France.
- LORY, P. et BERNARD, F. (1936) - Le Bajocien dans les collines liasiques du Grésivaudan - C.R.S. Soc. Géol. Fr.
- LOUIS, M.C. et TISSOT, B.P. (1967) - Influence de la température et de la pression sur la formation des hydrocarbures dans les argiles à kérogène - 7th World Petr. Cong. Mexico, 2, p.47-60.
- LUCAS, J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias - Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 23, 202 p.
- LUCAS, J. et JEHL, G. (1961) - Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction des RX - Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 14, 4, 159-172.
- LUGEON, M. (1904) - Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander (Valais, Berne) - Ecclog. Geol. Helv., 8, 421-433.
- LUGEON, M. (1914) - Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander - Fasc. I Mat. C.G.S. n.s. 30, VI, 94 p.
- MAGARA, K. (1968) - Compaction and migration of fluids in Miocène mudstone, Nagasha plain, Japan - B.A.A.P.G., 52, 2466-2501.

- MALJUGA, D.P. (1949) - Content of cobalt, nickel, copper and other elements of the iron family in deposit of the Black Sea - Dokl. Acad. Nauk. USSR, 67.
- MAILLARD, J. (1963) - Essai d'interprétation stratigraphique des séries "Terres Noires" et Dogger de Valvignères D.Val.1 - Rapport interne SNPA.
- MANGIN, J.Ph (1964) - Petit historique du dogme des turbidites - C.R. Som. SGF fasc.2; 1964, p.53.
- MAUREL, P. (1959) - Etude minéralogique de quelques marnes oxfordiennes - Bull. Soc. Fr. Miner. Crist., 82, p.476-484.
- MAXWELL, D. et HOWER, J. (1967) - High-grade diagenesis and Low-grade metamorphism of illite in the précambrian belt series - Amer. Mineral., 52, 847-857.
- MICHLARD, A. et VIALON, P. (1966) - Permo-Trias, Permien et Permo-Carbonifère métamorphisé des Alpes cottiennes internes - Atti. Symp. Verrucano, 1966, 116-135.
- MICHEL, P. et CAILLON, C. (1957) - Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par la Régie autonome des Pétroles - Bull. Soc. Géol. Fra. 1957, 995-1008.
- MIGLIORINI, C. (1950) - Dati a conferma della resedimentazione delle arenarie del macigno - Atti. Soc. Toscana Sc. Nat. Memoire, 57, série A.
- MILLOT, G. (1964) - Géologie des argiles - Masson, Paris, 499 p.
- MIYASHIRO, A. (1961) - Evolution of metamorphic belts - Jour. of Petrol., 2, 277-311.
- MONTENAT, C. et PATILLET, J. (1968) - Septarias à hydrocarbures dans les "Terres Noires" d'Orpierre (Hautes-Alpes) - C.R.Acad. Sc. Paris, 266, 1-3.
- MORET, L. (1928) - Les spongiaires siliceux du Callovien de la Voulte-sur-Rhône (Ardèche) - Trav. Lab. Géol. Lyon 1928.
- MORET, L. (1954) - Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes Françaises - Trav. Lab. Géol. Grenoble, 21, 204-240.

- MOUTERDE, R. (1960) - Variations du Lias supérieur entre Digne, Gap et Castellane - Colloque sur le Lias français, Chambéry - Mém. BRGM, 4, 715-718.
- MOUTERDE, R., PETITE-VILLE, P. et RIVOIRARD, R. (1961) - Stratigraphie du Jurassique inférieur au Sud de Gap. Les faciès dauphinois de la Durance et la série réduite de Turriers - Colloque sur le Lias français, Chambéry - Mém. BRGM, 4,,709-714.
- MUFFLER, L.J. et WHITE, D.E. (1968) - Origin of CO₂ in the salton sea geothermal system, SE California, USA, 23th Int. Geol. Cong. - Genesis of mineral et termal waters, 17, 185-195.
- NESTEROFF, W.D. (1963) - Mécanisme des courants de turbidité - BSGF, 6, 849-855
- NEUMANN, A.C. et MCGILL, D.A. (1961) - Circulation of the Red sea in early summer. - Deep Sea Res., 8, 223-235.
- NICOLINI, P. (1968) - Gisements de plomb et de zinc en Afrique - Ann. Min. Géol. Tunis, 23.
- NICOLINI, P. (1970) - Géologie des concentrations minérales stratiformes - Gauthier-Villars, Paris.
- NOBLE, E.A. (1963) - Formation of the deposits by water of compaction - Econ. Geol., Urbana, 58, 7, 145-1156.
- NOWACK, W. (1956) - Annales de la société géologique de Pologne (en français), 26, 3, 212-222.
- OERTLI, H.J. (1960) - Les Ostracodes des "Terres Noires" de Buis-les-Baronnies (Drôme) - Rapport interne SNPA.
- OGNAR, S. (1969) - Géothermie des concentrations plombo-zincifères dans le Crétacé de Tunisie centrale - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 2, 377-399.
- ORCEL, J. (1927) - Recherches sur la composition chimique des chlorites - Bull. Soc. Fr. Miner. Crist. 50, p.75-456.

- ORGEVAL, M. et ZIMMERMANN, M. (1957) - Possibilités pétrolières de la zone subalpine bassin méridional - Rev. Inst. Fr. Pétrol., 12, 5, 515-542.
- PAIRIS, J.L. (1965) - La demi-fenêtre d'Embrun (Hautes-Alpes) - Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 40, 97-132.
- PAQUIER, V. (1900) - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales - Thèse Grenoble.
- PARJADIS de la RIVIERE, N. (1959) - Contribution à l'étude minéralogique des calcaires argileux du Mésozoïque des environs de Grenoble - Trav. Lab. Géol. Grenoble, 35, 164-189.
- PHILIPPI, G.T. (1965) - On the depth, time and mechanism of petroleum generation - Geochim. et Cosmochim. Acta, 29, p.1021-1050.
- PLAN, J. (1964) - Essai d'interprétation de la "fenêtre de Barcelonnette" (Basses-Alpes) - Trav. Labo. Géol. Grenoble, 40, 7-35.
- POCHITALOFF, A. et FOURNIE, D. (1962) - Etude géologique de la rive droite du Rhône de Charmes à Chateaubourg - Rapport interne SNPA, 481.
- PORRENGA, D.H. (1967) - Clay mineralogy and geochemistry of recent marine sediments in tropical areas - Thèse, Université Amsterdam.
- PORTHAULT, B. (1968) - Le problème du "Sénonien" du Vercors : données stratigraphiques nouvelles, conséquences paléogéographiques et paléotectoniques - Bull. Soc. Géol. de France, 7, 10, 419-427.
- POULAIN, P.A. (1970) - Tectonique et minéralisation de la terminaison Sud du Dôme de la Mure (Isère) - Géologie Alpine, 46, p.151-168.
- RADIER, H. (1957) - Le Précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas. Le bassin crétacé et tertiaire de Gao. Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental - Thèse Sc. Strasbourg et Bull. Serv. Géol. Prosp. Min. AOF, 1959, 26, 556 p.
- RICHARDS, F.A. (1965) - Anoxic basins and Fjords - Chemical Oceanography, 7, 611-645, Academic Press, London.
- RICHE, Ph., RIVIER, F. et MICHELET, J. (1960) - Observations sur le Lias de la bordure subalpine méridionale - Colloque Lias français, Chambéry, Mem. BRGM, 4, 719-734.

- RICHERT, J.P., VERDIER, P., MITTE, B., PERRIN, G., SEHANS, P. (1971) - Analyse structurale de l'anticlinorium de Laragne - Rapport interne SNPA.
- RIEDEL, W.R., LADD, H.S., TRACEY, J.I., BRAMLETTE, M.N. (1961) - Preliminary drilling phase of Mohole project: II Summary of coring operations - Bull. A.A.P.G., 45, 1793-1798.
- RIVIER, F. (1958) - Rapports internes COPEFA sur l'anticlinorium d'Aspremont. Etude stratigraphique et tectonique.
- RIVIERE, A. et VERNHET, S. (1951) - Sur la sédimentation des minéraux argileux en milieu marin en présence de matières humiques - Conséquences géologiques - C.R. Ac. Sc., 233, 807-808.
- RIVIERE, A. et VERNHET, S. (1962) - Régime euxinique et sédimentation carbonatée en milieu lagunaire - C.R. Ac. Sc., t.255, p.3013.
- ROEDDER, E. (1963) - Studies of fluid inclusions as to the nature of the ore-forming fluids - Symposium : problems of post-magmatic ore deposition, Prague, 2, 375-384.
- ROMAN, F. (1950) - Le Bas-Vivarais - Act. Sc. Industr. Hermann éd., Paris, n°1090, 150 p.
- RONOV, A.B. et KHLEBNIKOVA, Z.V. (1957) - Chemical composition of the main genetic clay types - Geochemistry, 6, 527-552.
- RONOV, A.B. (1958) - Organic carbon in sedimentary rocks (in relation to the presence of petroleum) - Geochemistry, 5, 510-536.
- ROUKHINE, L.B. (1953) - Bases de la lithologie, étude des formations sédimentaires - Léninegrad 1953, Paris trad. S.G.D.P. (1955).
- ROUTHIER, P. (1958) - Les gisements métallifères - Géologie et principes de recherches : 2 vol., Masson, Paris, 1273 p.
- ROUVIER, H. (1958) - Contribution à l'étude géologique et métallogénique des minéralisations plombo-zincifères du Diois et des Baronnies - Thèse, Univ. de Paris.

- RUMEAU, J.L. et VANNEY, J.R. (1968) - Eléments-traces de vases marines du plateau continental atlantique au Sud-Ouest du Massif Armoricaïn (Grande Vasière) - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 2, 1, 69-81.
- RUMEAU, J.L. et SOURISSE, C. (1971) - Compaction des sédiments argileux - Rapport interne SNPA.
- RUTTEN, N.G. (1953) - Sur la genèse des dépôts à ammonites pyriteuses - C.R.S. Soc. Géol. de France, 15, 305-308.
- SAHORES, J. (1962) - Automatisation de l'analyse diffractométrique pour l'étude en série d'échantillons géologiques - Coll. Intern. Analyses spectrog. et diffraction X, Madrid.
- SAHORES, J. (1964) - Dosage des éléments majeurs dans les roches par fluorescence X - Coll. Anal. RX, Bruxelles.
- SAHORES, J. (1969) - Amélioration des mesures en diffractométrie X : correction due à l'absorption par mesure de diffusion Compton - 2ème Colloque Inter. Méthodes Analyt. par Rayons X, Toulouse.
- SAMAMA, J.C. (1967) - Interprétation tectonique et sédimentologique d'une séquence négative du Bajocien de l'Ardèche - C.R. Som. S.G.F., 4, 118-119.
- SAMAMA, J.C. (1969) - Contribution à l'étude des gisements de type red-beds - Etude et interprétation de la géochimie et de la métallogénie du plomb en milieu continental - Thèse Nancy.
- SARROT-REYNAUD, J. (1957) - Métallogénie et tectonique du Dome de la Mure (Isère) - Cong. des Soc. Savantes, sect. Sci. 82, 45-54.
- SARROT-REYNAUD, J. (1960) - Le Lias des Alpes et des chaînes subalpines françaises. In Colloque sur le Lias français - Chambéry, Mém. BRGM, 4, 719-734.
- SCHNEIDERHOHN (1941) - Lehrbuch der Erlägerstätten kunde - Iena.
- SCHRAMMEN, A. (1924) - Zur Revision der Jura Spongien von Süddeutschland - Jahr. und Mitth. d. Oberrheinischen Geol. ver. 13.

- SCHULZEIN, A. (1936) - Die Kiesel-spongien des oberen Jura von Suddeutschland - *Paeleontographica*, Bd.84-85.
- SEIBOLD, F.I. (1960) - Überfunde von Globigerinen an den Dogger - Malm Grenze Suddeustchlands - C.R. XXI Congr. Geol. Intern. Copenhagen, 7.
- SEIBOLD, F.I. (1960) - Foraminifera in sponge bioherms and bedded limestone of Malm of South Germany - *Micropaleontology*, 6, 3, 301-306.
- SINCELL, (1961) - Factors influencing the precipitation of dolomite carbonates - Univ. Kansas Public. State Geol. Surv. Kansas Bull., 152, 5, 127-158.
- SIEGEL, F.R. (1965) - High pill and primary dolomite - *Sedimentology* 5, 3., p.253
- SIEVER, R., BECK, K.C., BERNER, R. (1965) - Composition of interstitial waters of modern sediments the *Journal of Geology*, vol.73, n°1, p.39-73.
- SITTLER, C. (1965) - Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques - Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 24, 393 p.
- SKOPINTSEV, B.A. (1966) - Some considerations on the distribution and state of organic matter in ocean water - *Oceanology*, 6, 3, 361-368.
- SMIRNOW, L.P. (1958) - Black sea Basin - In *Habitat of oil*, 982-994 - Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.
- SOURISSE, C. et GAUTHIER, J. (1969) - Contribution à la géochimie du Carbone organique des roches sédimentaires - Rapport interne SNPA.
- SPENCER, D.W. (1966) - Factor affecting element distributions in a graptolite Band - *Chem. Geol.*, 1, 221-249.
- SPENCER, D.W., DEGENS, E. et KULBICKI, G. (1968) - Factors affecting element - Distributions in sediments - Origin and distribution of the elements, Ahrens, L.H. editor, Int. Series of Monogr. in earth sc. Pergamon Press, London, p.981-998.

- STAPLIN, F.L. (1969) - Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence - Bull. Canad. Petroleum Geol., 17, 1.
- STEVAUX, J., VAN DER WEIDE, B. et KULBICKI, G. (1965) - Etude géochimique du sondage de Pierrefeu - Rapport interne SNPA.
- STOJCIC, B. (1966) - Le gaz carbonique du couloir rhodanien - Rapport interne SNPA.
- STOJCIC, B. (1970) - Carte en isopaques du Jurassique supérieur du Sud-Est de la France - Rapport interne SNPA.
- STURANI, C. (1962) - Il complesso sedimentario autoctono all'extremo nord-occidentale del Massiccio dell' Argentera (Alpi Maritime) - Mem. Thèse Inst. Geol. Min. Univ. Padova, 22.
- STURANI, C. (1963) - La couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercanton dans le secteur compris entre les Barricate et Vinadio - Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 39, 83-124.
- STURANI, C. (1965) - Réunion Ext. Soc. Geol. France dans le Briançonnais - Observation présentée à la réunion p.459 - C.R. Som. Soc. Geol. Fr., 11.
- TAGEEVA, N.V. et IKHOMIROVA, MM. (1962) - Géochimie des eaux interstitielles dans la diagenèse des sédiments marins (d'après l'exemple des dépôts de la mer Caspienne) - Mouscou, Izd. A.N.S.S.S.R., 1 vol., 246 p.
- TARDY, Y. (1969) - Géochimie des altérations - Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique - Thèse Strasbourg, et Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.
- TEMPIER, Cl. (1964) - Sédimentologie et paléocéanographie des formations marneuses du Callovien et de l'Oxfordien inférieur dans la région de Vauvenargues (Bouches-du-Rhône) - Rec. Trav. St. Mar. Endoume - Bull. 32, 48, p.203-220.
- TEMPIER, Cl. (1965) - Variations latérales de faciès et lithostratigraphie du sommet du Jurassique moyen et de la base du Jurassique supérieur pour un secteur de la Provence occidentale - Bull. Mus. Hist. Nat. Marseille 25, 33-39.

- TEODOROVITCH, G.I. (1961) - On the origin of sedimentary dolomites - Intern. Geol. Rev., 3, 5, 373.
- TERMIER, P. (1923) - Le Trias de Mérindol et Propiac - Réunion extr. de la Soc. Géol. de France, Sept. 1923 - Bull. Soc. Géol. Fr., 23, 4.
- TERMIER, H. et G. (1954) - Sur les conditions de formations des faunes pyriteuses - C.R. Séances Soc. Géol. France, 3, 5, 86-88.
- TERZAGHI, K. et PECK, R.B. (1948) - Soil mechanics in engineering practice - New York - John Wiley et Sons - 566 p.
- TIRLOIR, A. (1877) - Catalogue des gites metallifères du Dauphiné.
- TODMS, J.S. (1970) - Review of knowledge of metalliferous brines and related deposits - Trans. Inst. Min. et Metal. Sect. B., 79, n°765.
- TOURAY, J.C. et JAUZEIN, A. (1967) - Inclusions à méthane dans les quartz des "Terres Noires" de la Drôme - C.R. Acad. Sc. Paris, 264, 195-196.
- TOURAY, J.C. (1969) - Hydrocarbures liquides et gazeux en inclusion dans les minéraux - Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 2, 199-472.
- TUREKIAN, K.K. et WEDEPOHL, K.H. (1961) - Distributions of the elements in some major units of the earth's Crust - Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 175-192.
- TURNER, F.J. et VERHOOGEN, J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology - Mac Graw Hill, New-York.
- TRUMPY, R. (1949) - Der Lias der Glarner Alpen - Promotronsarbeit.
- TRUMPY, R. (1960) - Paleotectonic evolutions of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. of Amer. 71, 6, 843-908.
- URBAIN (1937) - Introduction à l'étude pétrographique et géochimique des roches argileuses - 2 vol. Hermann Paris.
- VAN HISE, C.R. (1904) - Treatise on metamorphism U.S. Geol. Survey, Mon.47; 1286 p.
- VASSOEVICH, R.B. (1951) - Les conditions de formation du flysch - Trad. BRGM n°1954.

- VASSOEVICH, N.B. (1957) - Le flysch et les méthodes de son étude - Trad. BRGM 1957, 2 vol., traité.
- VELDE, B. et HOWER, J. (1963) - Petrological significance of illite polymorphism in paleozoic sedimentary rocks - Amer. Mineral., 48, 1239-1254.
- VELDE, B. et KORNPORST, J. (1969) - Stabilité des silicates d'alumine hydratés Contr. Min. Petro. 21, 63-74.
- VERDIER, A. (1957) - Contribution à l'étude géologique des Baronnies orientales dans la région de Sisteron - Diplôme d'Etudes supérieures, Faculté des Sciences de Grenoble.
- VERNET, J.P. (1959) - Etudes sédimentologiques et pétrographiques des formations tertiaires et quaternaires de la partie occidentale du Plateau Suisse - Eclogae Géol. Helv. , 51, 1115-1152.
- VEYRET, P. et G. (1967) - Réflexions sur la présence de nouveaux affleurements de Bathonien-Callovien dans le Grésivaudan - Trav. Lab. Geol. Grenoble, 55.
- VINE, J.D., TOURTELOT, E.G. et KEITH, J. (1969) - Element distribution in some through and platform types of Black shale and associated rocks - Geol. Survey, Bull. 1214M.
- VINE, J.D. (1971) - Spectrographic analyses of paleozoic black shale samples - open-file report. US Geol. Survey Reports - Open file series n°7943.
- VINOGRADOV, A.P. (1968) - Geochemistry of organic substances-Part. II - Concentration of metals by organic substances in sedimentary rocks - Pergamon Press. Int. Series of Monographs in Earth Sc. vol.28.
- WALKER, C.T. et PRICE, N.B. (1963) - Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 47, 5, 833-841.
- WEAVER, CH.E. (1958) - Geological interpretation of argillaceous sediments - Bull. A.A.P.G., 42, 2, p.254.
- WEDEPOHL, K.H. (1953) - Untersuchungen zur Geochemie des Zwihs - Geochim. et Cosmoch. Acta, 3.

NEDERHOF, K.H. (1970) - Hand-Book of geochemistry - vol. I et II - Verlay, Berlin.

WENK, E. (1962) - Plagioklas als Index-Mineral in den Zentral-Alpen. Die Paragenese Calcit-plagioklas - Bull. Suisse Mineral. Petrogr., 42, 139-152.

WHITE, D. (1915) - Some relations in origin between coal and petroleum - Journ. Washington, Acad. Sc., 5.

WHITE, D.E. and L.P.J. MUFFLER (1965) - Metamorphism of upper Cenozoic sediments to greenschist mineral assemblages - Salton sea geothermal area California - Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 82, 221-222.

WHITE, D.E. (1968) - Environment of generation of some base-metal deposits - Econ. Geol. 63, 301-335.

WHITE, W.S. (1971) - A Paleohydrologic model for mineralisation of the White Pine copper deposit, Northern Michigan - Econ. Geol. 66, 1, 1-13.

WINKLER, H.C.F. (1964) - Das T-P. Feld der Diagenese und niedrigtemperierten metamorphose auf Grund von Mineral reaktionen - Beitrage zur mineral. und. Petrog., v.10, 70-93.

WINKLER, H.C.F. (1967) - Die genese der metamorphen Gesteine (2. Aufl.) Springer Berlin. (Traduction J.P. VON ELLER - Ed. Louis Jean, Gap).

ZIMMERMANN, M., JEHLE, M. et MARTI, J. (1968-1972) - Rapports internes SNPA sur la stratigraphie et la tectonique du plateau molassique de Suisse.

LISTE DES FIGURES

- 1 - Représentation schématique de la série jurassique dans la partie centrale du Bassin Rhodanien.
- 2 - Affleurements de Terres Noires dans la zone principale d'étude.
- 3 - Subdivisions stratigraphiques des Terres Noires de Laragne.
- 4 - " " " " d'Aurel.
- 5 - " " " " de Barcillonnette.
- 6 - Discordance des Terres Noires sur le Bajocien inférieur affecté de "Slumpings" vue depuis la route de Barcillonnette à Vitrolles (Htes Alpes).
- 7 - Subdivisions stratigraphiques des Terres Noires de Valavoire.
- 8 - Situation de la Brèche du Riou d'Entraix sur le périclinal Est de l'anticlinorium de Laragne.
- 9 - Schéma géologique détaillé des affleurements de la brèche du Riou d'Entraix.
- 10 - Coupe Nord-Sud passant par le sondage Sigoyer 1 montrant la superposition de deux unités.
- 11 - Subdivisions stratigraphiques des Terres Noires de Gap.
- 12 - " " " " d'Embrun.
- 13A- Variations de faciès et d'épaisseurs des Terres Noires entre Aurel et Embrun.
- 13B- Schéma paléogéographique des Terres Noires au moment du dépôt du Membre inférieur.
- 14 - Différentes phases de la mise en place des Calcaires de Corenc.
- 15 - Localités et coupes citées dans le chapitre VII.
- 16 - Variations d'épaisseurs des Terres Noires d'Aurel au Jura méridional.
- 17A- Variations d'épaisseurs d'Aurel au Massif Central.
- 17B- Variations d'épaisseurs d'Aurel à la région d'Aubenas.
- 18 - Variations d'épaisseurs entre Laragne et la plate-forme provençale.
- 19 - Variations d'épaisseurs entre Buis-les-Baronnies et Saintes-Maries.
- 20 - Répartition schématique des faciès au moment du dépôt du Membre inférieur.

- 21 - Répartition des faciès dans le Bassin Rhodanien au Callovien.
- 22 - Répartition des faciès au Callovien moyen et supérieur dans la zone principale d'étude.
- 23 - Répartition des faciès à l'Oxfordien inférieur et moyen (pro parte).
- 24 - Isopaches du Dogger carbonaté et du Membre inférieur.
- 25 - Isopaches du Membre supérieur.
- 26 - Schéma paléostrucural du bassin des Terres Noires.
- 27 - Reconstitution paléogéographique du bassin des Terres Noires et de son cadre.
- 28 - Diagramme quartz - argiles - carbonates.
- 29 - Diagrammes des principales associations de minéraux argileux de la série de Laragne.
- 30 - Diagramme de l'association illite - chlorite de la série d'Embrun.
- 31 - Diagramme de l'allevardite des Terres Noires de Gap.
- 31bis - Modes des échantillons étudiés par RONO, correspondant à un climat tropical, et histogrammes de teneurs des Terres Noires, en Al_2O_3 - TiO_2 - Na_2O - K_2O .
- 32 - Répartition de la chlorite et de la kaolinite entre Aurel et Embrun.
- 32bis - Indépendance de la kaolinite vis à vis des autres constituants lithologiques dans une assise à plaquettes.
- 33 - Position dans la classification de FORSTER (1962) de la chlorite des Terres Noires.
- 34 - Mesure de la cristallinité et de rapport 002/001 des illites.
- 35 - Définition des zones de métamorphisme utilisées dans l'étude de la diagenèse du Bassin Rhodanien en se basant sur la cristallinité de l'illite.
- 36 - Différents types de relation cristallinité - rapport 002/001 des illites dans le domaine anchimétamorphique.
- 37 - Evolution latérale de la cristallinité en direction de l'axe de la chaîne alpine (ARTRU et Al. 1969).
- 38 - Transversale W - E dans les Terres Noires - Diagramme de J. ESQUEVIN.
- 39 - Etude de la cristallinité des illites dans le sondage "Les Angles 1".

- 40 - Diagramme de la fraction argileuse à allewardite des Terres Noires de Gap, du Néocomien de Tunisie et du Callovo-Oxfordien du sondage de Pfaffnau 1.
- 41 - Etat actuel de l'évolution diagénétique du Membre supérieur des Terres Noires et du Jurassique supérieur carbonaté.
- 42 - Etat actuel de l'évolution diagénétique du Membre inférieur des Terres Noires et du Dogger carbonaté.
- 43 - Etat actuel de l'évolution diagénétique du Lias supérieur et moyen argileux.
- 44 - Anchimétamorphisme : anomalies de diagenèse dues à des variations de flux géothermique.
- 45 - Zone de diagenèse avancée : anomalies de diagenèse obtenues en annulant l'effet de l'enfouissement.
- 46 - Répartition du degré géothermique dans le Bassin Rhodanien d'après H.COUSTAU et R. LACON, 1971.
- 47 - Relation entre les teneurs en bore et la salinité de l'eau de mer du Golfe de Mexico (FREDERICKSON & REYNOLDS, in MILLOT 1964).
- 48 - Indépendance du bore vis à vis de la nature minéralogique des argiles.
- 49 - Relation bore - alumine dans le Tertiaire du Bassin Parisien (d'après FONTES, GAUTHIER & Al., 1967).
- 50 - Répartition du bore.
- 51 - Reconstitution des paléosalinités de la mer des Terres Noires au Bajocien supérieur - Bathonien.
- 52 - Salinité de la Mer Rouge en Juillet, d'après NEUMANN & MAC GILL (1961)
- 53 - Répartition de la dolomite dans les Terres Noires de Laragne.
- 54 - Relation Carbone organique - Résidu insoluble établie à partir de plus de 6000 échantillons (GAUTHIER & SOURISSE). Position des échantillons des Terres Noires.
- 55 - Relation entre le rapport molybdène - cuivre et le carbon-ratio dans le Jurassique de la plate-forme jurassienne.
- 56 - Evolution diagénétique de la phase organique suivant une transversale Est-Ouest (1969).

- 57 - Influence de la matière organique resédimentée dans les canyons de la Méditerranée (J. CONNAN, 1969).
- 58 - Distribution verticale des hydrocarbures gazeux adsorbés dans le sondage de Saintes Maries-de-la-Mer 102.
- 59 - Nature des hydrocarbures gazeux adsorbés dans deux séries jurassiques ayant subi une évolution thermique différente.
- 60 - Quantité de CH_4 occlu en cm^3 par kg de roche dans le sondage "Les Angles 1", influence du gaz carbonique.
- 61 - Répartition des minéraux argileux, du carbone organique et des éléments traces dans le sondage de Valvignières 1.
- 62 - Relations entre plomb, zinc et cuivre.
- 63 - Terres Noires, zinc, teneurs moyennes en ppm.
- 64 - Terres Noires, somme de molybdène, plomb, zinc, cuivre, moyenne en ppm.
- 65 - Essai d'interprétation d'éléments-traces en termes d'oxydo-réduction du milieu de dépôt.
- 66A- Oxygène et hydrogène sulfuré dans les eaux de la Fosse de Cariaco (RICHARDS & VACCARO, 1956).
- 66B- Régime de l'oxygène dissous et de l'hydrogène sulfuré dans le Golfe de Cariaco (GADE, 1961, RICHARDS, 1965).
- 67 - Tectonique et indices miniers dans la zone d'étude.
- 68 - Zonation fluor - strontium - cuivre - mercure dans les gîtes de plomb - zinc de Tunisie d'après NICOLINI, 1968.
- 69 - Formation de l'hydrogène sulfuré par diagenèse, d'après LE TRAN (1971).
- 70 - Position stratigraphique des biohermes à Spongiaires entre Aurel et Sisteron.
- 71 - Bioherme en lentille, Le Bersac (Hautes Alpes).
- 72 - Bioherme en colonne, Aurel (Drôme).
- 73 - Organismes incertae sedis, forme "en plumeau".
- 74 - Organismes incertae sedis, forme "en rosace".
- 75 - Organismes incertae sedis, formes noduleuses tubulaires à développement vertical et horizontal (MISON, Basses Alpes).

LISTE DES PLANCHES

- Planche I - Accumulation de débris végétaux dans les Terres Noires de Barcillonnette (Hautes Alpes).
- Planche II - Transversale W - E dans les Terres Noires; zone occidentale (microscopie optique et électronique).
- Planche III - Transversale W - E dans les Terres Noires; zone orientale (microscopie optique et électronique).
- Planche IV - Matière organique des Terres Noires de la plateforme jurasienne, Savoie (lumière transmise).
- Planche V - Matière organique des Terres Noires de la plateforme jurasienne, Savoie (lumière transmise).
- Planche VI - Matière organique du Dogger du Dôme de Rémollon (réflectométrie).
- Planche VII - Matière organique du Dogger du Dôme de Rémollon (lumière transmise et réflectométrie).
- Planche VIII - Organisme incertae sedis du flysch des Karpates, comparable à ceux des Terres Noires.

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1 - Composition chimique de la fraction argileuse inférieure à 2μ
8 échantillons des Terres Noires répartis d'Aurel à Embrun.
- Tableau 2 - Composition chimique de la fraction argileuse inférieure à
 2μ saturés au chlorure de calcium, Forage Grand Luberon 1.
- Tableau 3 - Composition chimique de la fraction argileuse inférieure à 2μ
de 8 échantillons des Terres Noires répartis d'Aurel à Embrun.
- Tableau 4 - Terres Noires - Capacité d'échange cationique (T) de la roche
totale en meq/100g. Somme des cations solubles (S) en meq/100g.
La teneur en carbonates est d'environ 35 %.
- Tableau 5 - Teneurs en bore de la fraction argileuse de quelques faciès types.
- Tableau 6 - Absence de relation illite-bore dans les Terres Noires.
- Tableau 7 - Constitution chimique de la matière organique des Terres Noires
sur une transversale W - E.
- Tableau 8 - Fraction argileuse brute de diamètre inférieur à 5μ de 40 échan-
tillons de Terres Noires de Laragne, Gap, Embrun.
- Tableau 9 - - D° -
- Tableau 10 - Fraction argileuse des Terres Noires de Laragne, Gap, Embrun
(matrice des coefficients de corrélation)
- Tableau 11 - Matrice varimax - Analyse factorielle.
- Tableau 12 - Tableau des variables covariantes.

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
Avant-propos	1
<u>PREMIERE PARTIE -</u>	
INTRODUCTION	4
<u>Chapitre I</u> - Le contexte stratigraphique	5
<u>Chapitre II</u> - Les Terres Noires dans les zones anticlinales de Laragne, Savournon et Aspremont	8
<u>Chapitre III</u> - Les Terres Noires entre la zone Laragne-Aspremont et la vallée du Rhône	16
<u>Chapitre IV</u> - Les Terres Noires dans les marges orientales du bassin de Die-Laragne, la dorsale dauphinoise au Bajocien-Bathonien	21
<u>Chapitre V</u> - Les Terres Noires du dôme de Remollon (Bassin de Gap)	28
<u>Chapitre VI</u> - Le bassin d'Embrun	31
<u>Chapitre VII</u> - Aperçu sur les variations de faciès en dehors de la zone principale d'étude	36
<u>Chapitre VIII</u> - Synthèse des données stratigraphiques.....	49
<u>DEUXIEME PARTIE -</u>	
INTRODUCTION	56
<u>Chapitre I</u> - Composition minéralogique et chimique de la phase argileuse	57
<u>Chapitre II</u> - Répartition et origine de la kaolinite et de la chlorite	62
<u>Chapitre III</u> - Evolution diagénétique de l'illite et de l'illite- montmorillonite	68
<u>Chapitre IV</u> - Essai de zonéographie de la diagenèse dans le bassin rhodanien	78

	<u>Pages</u>
<u>Chapitre V</u> - Origine de l'illite-montmorillonite et du matériel terrigène des Terres Noires	81
<u>Chapitre VI</u> - Les éléments-traces liés à la phase argileuse ou silicatée	86
<u>Chapitre VII</u> - La phase siliceuse	96
<u>Chapitre VIII</u> - La phase carbonatée	99
<u>Chapitre IX</u> - Le fer et le soufre	102
<u>Chapitre X</u> - La phase organique	104
<u>Chapitre XI</u> - Les éléments-traces associés aux phases organique et sulfurée	115
<u>Chapitre XII</u> - Aperçu sur la destinée des métaux chalcophiles dans la diagenèse et hypothèse sur la genèse des indices plombo-zincifères du Jurassique moyen et supérieur	119
<u>Chapitre XIII</u> - Analyse factorielle des variables géochimiques ..	127
<u>Chapitre XIV</u> - Tentative d'intégration des restes fossiles à la reconstitution du milieu de dépôt	131
<u>Chapitre XV</u> - Conclusions générales	139
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	145
<u>LISTE DES FIGURES</u>	
<u>LISTE DES PLANCHES</u>	
<u>LISTE DES TABLEAUX</u>	

Vu.

Les membres du jury :

J. Flandrin *W. Belin*
A. Aug *B. Muer*
B. Hubler

Vu et approuvé.

Le Directeur de l'U.E.R.
de UER Sciences de la Nature

Le Directeur,

(Signature)

Vu et accordé le permis d'imprimer.

Lyon, le 22 mars 1972

Le Président de l'Université
Claude Bernard,

(Signature)
J. BOLDIN

